

## **DOKTORI (PHD) ÉRTEKEZÉS**

# **A Bakony–Balaton-felvidék és a Kemenesalja monogenetikus vulkáni területeit tápláló bazaltos magmák petrogenézise**

**Jankovics Mária Éva**

Témavezető: Dr. Harangi Szabolcs, DSc, tanszékvezető egyetemi tanár

Földtudományi Doktori Iskola

Vezetője: Dr. Nemes-Nagy József

Földtan-Geofizika Doktori Program

Vezetője: Dr. Mindszenty Andrea

**ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék**

**Budapest, 2014**

## Tartalomjegyzék

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1. Bevezetés .....</b>  | <b>3</b>  |
| <b>2. Földtani háttér .....</b>  | <b>7</b>  |
| 2.1. A Kárpát-Pannon térség neogén – kvarter vulkanizmusa .....            | 7         |
| 2.2. A késő-miocén – kvarter alkáli bazaltos vulkanizmus .....             | 8         |
| 2.3. A Bakony–Balaton-felvidéki és Kemenesaljai vulkáni területek.....     | 11        |
| <b>3. Vizsgálati módszerek.....</b>  | <b>15</b> |
| 3.1. Vizsgált vulkáni központok.....                                       | 15        |
| 3.2. Petrográfiai vizsgálatok.....   | 16        |
| 3.3. Teljes kőzet geokémiai elemzések.....                                 | 17        |
| 3.4. <i>In-situ</i> ásványkémiai elemzések.....                            | 17        |
| <b>4. A Bondoró-hegy és a Füzes-tó salakkúp .....</b>                      | <b>18</b> |
| 4.1. Fizikai vulkanológiai jellemzők, minták.....                          | 18        |
| 4.2. Petrográfia.....  | 20        |
| 4.3. Geokémia .....  | 24        |
| 4.3.1. Teljes kőzet geokémia.....  | 24        |
| 4.3.2. Ásványkémia .....   | 25        |
| 4.3.2.1. Olivin .....  | 25        |
| 4.3.2.2. Ortopiroxén .....   | 26        |
| 4.3.2.3. Klinopiroxén .....  | 26        |
| 4.3.2.4. Oxidok.....   | 29        |
| 4.4. Petrogenetikai következtetések.....                                   | 29        |
| 4.4.1. A kevert ásványegyüttes eredete.....                                | 30        |
| 4.4.1.1. Xenokristályok .....  | 30        |
| 4.4.1.2. Megakristályok.....   | 32        |
| 4.4.1.3. Fenokristályok.....   | 33        |
| 4.4.2. A teljes kőzet geokémiai összetételek értékelése .....              | 33        |
| 4.5. Magmafeláramlási sebesség .....                                       | 34        |
| 4.5.1. Becslési módszerek és eredmények .....                              | 34        |
| 4.5.2. Összehasonlítás egyéb bazaltokkal a Kárpát-Pannon térségben .....   | 41        |
| 4.6. A bazaltos magmák feláramlási története .....                         | 42        |
| <b>5. A Kissomlyó vulkáni központ.....</b>                                 | <b>46</b> |
| 5.1. Fizikai vulkanológiai jellemzők, mintavétel és kitörési térfogat..... | 46        |
| 5.2. Petrográfia és geokémia .....   | 48        |
| 5.2.1. Általános petrográfiai jellemzők .....                              | 48        |
| 5.2.2. Teljes kőzet geokémia.....  | 50        |
| 5.2.3. Ásványszövet és –kémia .....  | 52        |
| 5.2.3.1. Olivin .....  | 52        |

|  |            |
|--|------------|
| 5.2.3.2. Spinell .....   | 55         |
| 5.2.3.3. Klinopiroxén .....  | 56         |
| 5.2.3.4. Kőzetüveg .....   | 57         |
| <b>5.3. Termobarometria.....</b>   | <b>58</b>  |
| <b>5.4. Petrogenetikai következtetések.....</b>                                      | <b>59</b>  |
| 5.4.1. A teljes kőzet geokémiai eredmények értékelése .....                          | 59         |
| 5.4.2. A forrásrégió jellege a króm-spinellek összetételének tükrében .....          | 63         |
| 5.4.3. Az olivinek által rögzített mélybeli folyamatok .....                         | 65         |
| 5.4.4. A magmadifferenciáció mélysége .....  | 68         |
| <b>5.5. A magmás rendszer fejlődési modellje.....</b>                                | <b>69</b>  |
| <b>6. A Fekete-hegy vulkáni komplexum.....</b>                                       | <b>73</b>  |
| <b>6.1. Fizikai vulkanológiai jellemzők és mintavétel .....</b>                      | <b>73</b>  |
| <b>6.2. Petrográfia és geokémia .....</b>  | <b>76</b>  |
| 6.2.1. Általános petrográfiai jellemzők .....  | 76         |
| 6.2.2. Teljes kőzet geokémia.....  | 82         |
| 6.2.3. Ásványszövet és -kémia .....  | 83         |
| 6.2.3.1. Olivin .....  | 83         |
| 6.2.3.2. Spinell .....   | 88         |
| <b>6.3. Petrogenetikai következtetések.....</b>                                      | <b>92</b>  |
| 6.3.1. A freatomagmás kitöréseket megelőző mélybeli folyamatok .....                 | 92         |
| 6.3.1.1. A zónás olivinek által rögzített nyílt rendszerű folyamatok .....           | 92         |
| 6.3.1.2. A magmás rendszer fejlődésében részt vevő magmák a spinellek tükrében ..... | 96         |
| 6.3.2. A magmás robbanásos és lávaöntő kitöréseket tápláló magmák.....               | 97         |
| <b>6.4. A vulkáni komplexumot tápláló magmás rendszer .....</b>                      | <b>100</b> |
| <b>7. Összegző következtetések .....</b>   | <b>103</b> |
| <b>Összefoglaló .....</b>  | <b>109</b> |
| <b>Abstract .....</b>  | <b>110</b> |
| <b>Köszönetnyilvánítás .....</b>   | <b>111</b> |
| <b>Irodalomjegyzék.....</b>  | <b>112</b> |

## **1. Bevezetés**

A monogenetikus vulkanizmus a vulkáni működésnek egy különleges formáját képviseli, amikor nem egy adott, nagyméretű tűzhányó épül fel (mint pl. a szubdukciós zónák mentén jellemző összetett tűzhányók), hanem egy vulkáni terület, amely sok - több száz vagy akár ezer – önálló, kis térfogatú ( $<1 \text{ km}^3$ ) vulkánból áll (pl. Walker, 1993; Connor és Conway, 2000). E vulkáni mezők szinte minden tektonikai környezetben előfordulnak, azonban leggyakoribbak a lemezen belüli, kontinentális területeken (pl. Keleti- és Nyugati-Eifel Vulkáni Területek, Németország; Auckland és Dél-Auckland Vulkáni Területek, Új-Zéland; Michoacán-Guanajuato Vulkáni Terület, Mexikó; San Francisco, Springerville és Délnyugat-Nevada Vulkáni Területek, USA), továbbá vulkáni képződményeik alapvetően bármilyen összetételűek lehetnek, de uralkodóan bazaltosak (pl. Valentine és Gregg, 2008). Monogenetikus vulkáni területek ritkábban kialakulhatnak nagy poligenetikus (összetett) vulkánok lejtőin vagy riftzónái mentén is (pl. Etna, La Palma, Tolbacsik). Az önálló kis tűzhányók (vagy vulkáni központok) jellemzően salakkúpok, maarok, tufakúpok, tufagyűrűk, vagy kis pajzsvulkánok, amelyek a területen belül elszórtan vagy csoportosulva, vagy tektonikai vonalak mentén sorakozva helyezkednek el (pl. Hasenaka és Carmichael, 1985; Tanaka és mtsi., 1986; Condit és mtsi., 1989; Connor és mtsi., 1992, 2000; Cassidy és Locke, 2004). Az egyes vulkáni centrumok rövid életűek (néhány nap – évtized), viszont a teljes vulkáni terület az összetett tűzhányóknál általában hosszabb élettartamú: több millió éven keresztül működik (pl. Hasenaka és Carmichael, 1985; Connor és Conway, 2000; Valentine és Perry, 2007). E kis vulkáni központok esetében egy-három nagyságrenddel kisebb a magmaproduktivitás (pl. Hasenaka és Carmichael, 1985; Takada, 1994), mint az összetett tűzhányók esetében, azonban egy vulkáni mező teljes kitorési térfogata általában összemérhető egy összetett vulkán kitorési termékeinek össztérfogatával (pl. Connor és Conway, 2000). A vulkáni területeken belül a kitorések periodikusan ismétlődő aktív fázisokban zajlanak (akárcsak az összetett vulkánok esetében), amelyeket hosszú nyugalmi időszakok választanak el egymástól (pl. Condit és Connor, 1996; Yagodzinski et al. 1996; Valentine és Perry, 2007).

A monogenetikus vulkáni mezőkre sok esetben sűrűn lakott települések épültek (pl. Auckland, Mexikóváros), ezért vizsgálatuk a vulkáni veszély-előrejelzés szempontjából kiemelt fontossággal bír. Az effajta vulkáni működésnek az a különlegessége, hogy a kitorést megelőzően a helyszínen általában nincs semmilyen vulkáni forma, amely arra utalna, hogy vulkánkitorés következhet be a jövőben. Ez történt 1943 februárjában Mexikóban, amikor váratlanul megnyílt a föld egy kukoricaföldön, és a „semmiből” kezdett el felépülni egy vulkáni



kúp, a Parícutin salakkúp, amelyen aztán kilenc éven keresztül zajlottak a kitörések. E vulkáni működés legnagyobb veszélye egyrészt abban áll, hogy az egyes kitörési központok térben és időben többnyire elszórtan „nőnek ki a földből”, így általában kiszámíthatatlan, hogy pontosan hol és mikor fog megjelenni a következő, másrészt az egyes vulkáni centrumok felépülése között nagyon sok idő (több ezer – több százezer év) telhet el, ezért e vulkáni mezők teljesen nyugodtnak tűnnek. Továbbá az ilyen kis vulkánkitörések általában kevés figyelmeztető előjelet adnak, és ha vannak is ilyen előjelek (szeizmikus aktivitás, felszínemelkedés, vulkáni gázok kiáramlása), azok többnyire csak nagy érzékenységgű műszerekkel detektálhatók. Az ilyen bazaltos vulkáni mezők működéséről kevés közvetlen megfigyelés áll rendelkezésünkre: az egyik jól ismert példa a már említett mexikói Parícutin salakkúp felépülése, a másik pedig a kanári-szigeteki El Hierro 2011-2012-es aktivitása. Utóbbi esetében a mélyben zajlott események (magma-somagok felhalmozódása, a magma oldalirányú mozgása, majd gyors feláramlása) folyamatosan követhetők voltak a szigetre telepített nagy érzékenységgű szeizmográfoknak köszönhetően, illetve a felszín-alakváltozás és a kiáramló gázok folyamatos mérésével (pl. Martí és mtsi., 2013a, b). Így az El Hierro szigeténél dokumentált események egyedülálló lehetőséget nyújtottak, hogy végigkövessük egy bazaltos magmás rendszer szinte minden rezdülését, amely számos fontos üzenettel szolgált a szakemberek és a lakosság számára is.

A „monogenetikus” kifejezés arra utal, hogy a vulkáni mezőt alkotó önálló tűzhányók csak egyszer működnek rövid ideig, és később már nem újul fel rajtuk a vulkáni aktivitás, következésképpen egyszerű a felépítésük is (pl. Walker, 1993; Connor és Conway, 2000). Részletesebb fizikai vulkanológiai vizsgálatokkal azonban rámutattak, hogy e vulkánok kis méretük ellenére összetett felépítésűek lehetnek, és több kitörési fázissal is jellemezhetők (pl. Houghton és Schmincke, 1989; Brand és White, 2007). Napjainkban a monogenetikus vulkáni területek a nemzetközi vulkanológiai kutatások egyik frontvonalát képviselik, amelyek újszerű vizsgálata az elmúlt évtizedben kezdődött. Korábban egy adott kitörési központ létrejöttét általában egy magma-somag feltöréséhez kapcsolták (pl. Connor és Conway, 2000), azonban az újabb és egyre részletesebb vizsgálatok eredményei sorra azt bizonyítják, hogy ezeknek az egyszerűnek gondolt, kis térfogatú tűzhányóknak sok esetben jóval bonyolultabb a fejlődéstörténetük. Ma már több példát ismerünk arra, hogy egy adott vulkáni centrum több különböző kitörési egységből áll (pl. tufagyűrű/tufakúp, lávafolyások, salak-/fröccskúpok), amelyek külön magma-somagokat képviselnek (pl. Brenna és mtsi., 2010; McGee és mtsi., 2012; Sohn és mtsi., 2012), sőt a különböző típusú kitörések között akár jelentősebb szünet is kimutatható (Needham és mtsi., 2011; Shane és mtsi., 2013). A vulkáni központok

rétegsorainak nagy felbontású vizsgálatával és sztratigráfiailag kontrollált (vagyis időbeliséget kifejező) mintavételezéssel sok helyen azt tapasztalták, hogy adott rétegsoron keresztül jelentős kémiai változások észlelhetők a kitörési egységek között és akár azokon belül is. E geokémiai változékonyságot azzal magyarázták, hogy különböző összetételű magmacsomagok táplálták a kitöréseket, amelyek eltérő jellegű forrásrégióból származhatnak, különböző mélységben és eltérő mértékű részleges olvadással képződhetnek, illetve felszín felé áramlásuk közben akár keveredhetnek is egymással (pl. Reiners és mtsi., 2002; Strong és Wolff, 2003; Blondes és mtsi., 2008; Erlund és mtsi., 2010; Brenna és mtsi., 2010, 2011; Needham és mtsi., 2011; McGee és mtsi., 2011, 2012; Sohn és mtsi., 2012). Ezek az esettanulmányok mind teljes kőzet fő- és nyomelem, illetve izotóp geokémiai vizsgálatokon alapulnak, viszont nem fordítottak figyelmet a kőzetalkotó ásványfázisok szövetének, zónásságának és kémiai összetételének elemzésére, amelyek értékes információkat hordoznak a magmás rendszerek fejlődésében részt vevő folyamatokról. Ahogy azt számos tanulmány mutatja (pl. Dobosi, 1989; Dobosi és mtsi., 1991; Reubi és mtsi., 2002; Roeder és mtsi., 2001, 2003, 2006; Smith és Leeman, 2005; Jankovics és mtsi., 2009, 2012, 2013; Longpré és mtsi., 2014), a bazaltos kőzetek ásványfázisainak nagy felbontású szöveti, zónássági és kémiai elemzése egyedülálló betekintést nyújt a magmafejlődés részleteibe és akár a bazaltos magmák köpenybeli forrásrégiójába is.

A Kárpát-Pannon térség számos monogenetikus vulkáni területet foglal magába, amelyek a késő-miocén – kvarter alkáli bazaltos vulkanizmus során képződtek (pl. Balogh és mtsi., 1986; Embey-Isztin és mtsi., 1993a, b; Harangi, 2001a; Martin és Németh, 2004; Harangi és Lenkey, 2007). Az 1900-as évek elejétől napjainkig e vulkáni területek képződményei kiterjedt kutatás tárgyát képezték, illetve képezik. Egyrészt a kitörési központok fizikai vulkanológiai jellemzőit vizsgálták (pl. Vitális, 1911; Vörös, 1966; Jugovics, 1968; Harangi és mtsi., 1994; Seghedi és Szakács, 1994; Konečný és mtsi., 1995; Németh és Martin, 1999a, b; Németh és mtsi., 2001; Martin és Németh, 2004, 2005; Auer és mtsi., 2007; Kereszturi és mtsi., 2010), amelynek köszönhetően ma már jól ismerjük e bazalt vulkáni mezőkön zajlott vulkánkitörések jellemzőit. Másrészt alaposan elemezték az alkáli bazaltok petrográfiai bélyegeit és teljes kőzet geokémiai összetételét (pl. Mauritz, 1948; Jugovics, 1976; Embey-Isztin és mtsi., 1993a, b; Dobosi és mtsi., 1995; Downes és mtsi., 1995; Embey-Isztin és Dobosi, 1995; Harangi és mtsi., 1994, 1995; Konečný és mtsi., 1999; Harangi, 2001b; Seghedi és mtsi., 2004b; Ali és mtsi., 2013), amelyek a bazaltokban található peridotit xenolitok vizsgálati eredményeivel együtt (pl. Embey-Isztin és mtsi., 1989; Downes és mtsi., 1992; Szabó és Taylor, 1994; Downes és Vaselli, 1995; Szabó és mtsi., 1995; Vaselli és mtsi., 1995; Embey-Isztin és mtsi., 2001) megalapozták mai ismereteinket a térség alatti felső köpeny jellemzőiről, az alkáli

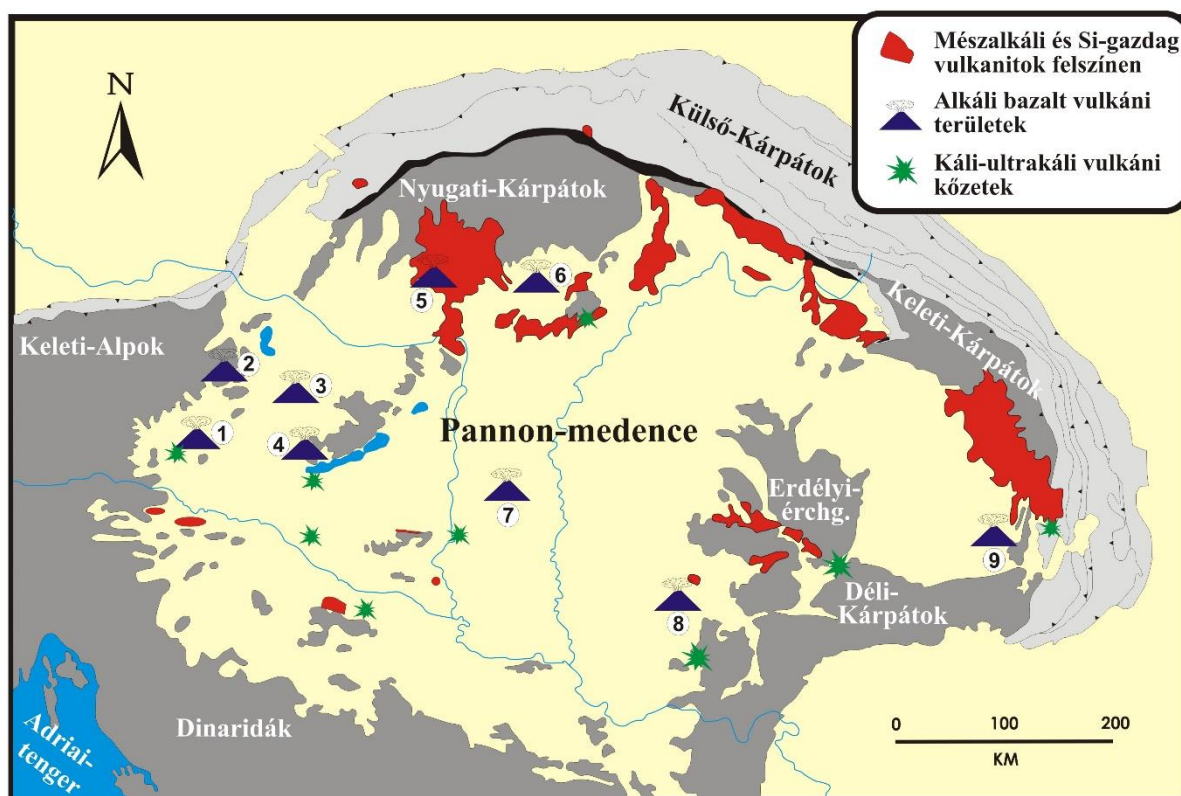
bazaltos magmák forrásrégiójának jellegéről és a részleges olvadási folyamatokról. Mindemellett azonban kevesebb olyan vizsgálat történt, amelyek a bazaltokban található közetalkotó ásványfázisok szövetének, zónásságának és kémiai összetételének együttes elemzésére irányultak (Dobosi, 1989; Dobosi és mtsi., 1991; Dobosi és Fodor, 1992; Szabó és Bodnar, 1998; Embey-Isztin és Dobosi, 2007; Jankovics és mtsi., 2009, 2012, 2013), így a bazaltos magmák felemelkedése közben zajlott folyamatokra az előzőekhez képest kevesebb figyelem fordítódott. Továbbá szintén kevesebbszer került alkalmazásra az a megközelítés, amely magába foglalja mind az ásványkémiai, mind a teljes közet kémiai vizsgálatokat (pl. Embey-Isztin és Dobosi, 2007; Jankovics és mtsi., 2009, 2012, 2013; Ali és Ntaflous, 2011; Harangi és mtsi., 2013, 2014). Ezentúl a Pannon-medencében korábban még nem történtek olyan vizsgálatok, amelyek az egyes monogenetikus vulkáni centrumok rétegsorán keresztül a különböző kitörési egységek részletes közettani és geokémiai, azon belül is integrált ásványszöveti és -kémiai, illetve teljes közet geokémiai elemzésével foglalkoztak volna.

Kutatásom célja a Bakony–Balaton-felvidéki és Kemenesaljai monogenetikus vulkáni területek alkáli bazaltos kőzeteinek petrogenetikai vizsgálata volt egy-egy kiválasztott vulkáni központ kitörési termékeinek részletes elemzése alapján. Munkám során a közetalkotó ásványok szöveti, zónássági és kémiai jellemzőinek nagy felbontású elemzésével foglalkoztam, amelyet teljes közet geokémiai vizsgálatokkal is kiegészítettem. E vizsgálati módszer elsősorban a vulkáni központok alatti mélybeli magmás rendszerben zajlott folyamatok feltárására irányult, amelyek ismeretében közelebb juthatunk a monogenetikus bazalt vulkáni mezők működésének jobb megértéséhez.

## 2. Földtani háttér

### 2.1. A Kárpát-Pannon térség neogén – kvarter vulkanizmusa

A Kárpát-Pannon térség az Alpi-Mediterrán régió északkeleti részén helyezkedik el, és magában foglalja a Kárpáti orogén ívet és a vékony litoszférával (50-80 km) és kéreggel (22-30 km), valamint magas felszíni hőárammal ( $>80 \text{ mW/m}^2$ ) jellemezhető Pannon-medencét (Csontos és mtsi., 1992; Horváth, 1993; Tari és mtsi., 1999; Bada és Horváth, 2001; Lenkey és mtsi., 2002; Horváth és mtsi., 2006) (2.1. ábra).



**2.1. ábra:** A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkáni kőzeteinek elterjedése (Harangi és Lenkey (2007) alapján, módosítva). Alkáli bazaltok: 1=Stájer-medence, 2=Burgenland, 3=Kemenesalja, 4=Bakony–Balaton-felvidék, 5=Selmec, 6=Nógrád-Gömör, 7=Kecel, 8=Lukácskö, 9=Persány.

Az elmúlt ~20 millió évben (Pécskay és mtsi., 1995, 2006) változatos vulkáni működés jellemezte a Kárpát-Pannon régiót, amely szorosan kapcsolódott a térség összetett geodinamikai fejlődéséhez (pl. Szabó és mtsi., 1992; Lexa és Konečný, 1998; Harangi, 2001a; Seghedi és mtsi., 2004a). A legintenzívebb vulkáni aktivitás (egy időben számos területen) 10-16 millió évvel ezelőtt zajlott (amely egybeesik a Pannon-medence szin-rift fázisával; Horváth, 1993, 1995; Tari és mtsi., 1999), azonban még néhány millió éve is rendszeresen történtek vulkáni kitörések. A vulkáni kőzetek négy fő csoportba sorolhatók kémiai összetételük alapján

(Harangi, 2001a): 1.) miocén (21-13 Mév) szilícium-gazdag piroklasztitok (főként ignimbritek); 2.) középső-miocén – kvarter (16,5-2 Mév) mészkáli vulkáni kőzetek; 3.) miocén – kvarter (15-0,02 Mév) káli és ultrakáli vulkanitok; 4.) késő-miocén – kvarter (11-0,15 Mév) alkáli bazaltok. A szilícium-gazdag piroklasztitok (túlnyomó részben riolitok) nagy részét vastag, fiatalabb üledékek fedik, felszíni előfordulásaik például a Bükkalján, a Cserhátban és a Mecsekben találhatók. A felszínen nagy mennyiségben előforduló mészkáli vulkanitok (andezit, dácit) végigkövethetők a Kárpáti-ív mentén: nyugatról kelet felé haladva egyre fiatalodnak (Visegrádi-hegység, Börzsöny, Cserhát, Mátra, Közép-Szlovákiai Vulkanizmus Terület, Tokaj-Szalánci vonulat, Vihorlát, Avas-Gutin, Kelemen-Görgény-Hargita vonulat), valamint megtalálhatók az Erdélyi-középhegységben is. A káli és ultrakáli vulkáni kőzetek (K-gazdag dácit és andezit, ultrakáli trachandezit, lamproit, látit, shoshonit) térben és időben is elszórva jelennek meg: pl. Stájer-medence, Balatonmária (eltemetett), Bár, Gataia, Csomád. Az alkáli bazaltok elterjedését és jellemzőit a következő két alfejezetben mutatom be részletesen.

## **2.2. A késő-miocén – kvarter alkáli bazaltos vulkanizmus**

A Kárpát-Pannon régióban zajlott alkáli bazaltos vulkáni működés időben részben átfed, részben pedig követi a kiterjedt mészkáli andezites-dácitos vulkanizmust (Pécskay és mtsi., 2006; Lexa és mtsi., 2010). Továbbá a neogén – kvarter nyugat- és közép-európai vulkanizmus részeként tekinthető (Wilson és Downes, 1991, 2006; Embey-Isztin és Dobosi, 1995; Lustrino és Wilson, 2007), de sok hasonlóságot mutat a Mediterrán-térségben zajlott mészkáli és káli-ultrakáli vulkáni működéshez térben és időben szorosan kapcsolódó alkáli bazaltos vulkanizmussal is (Wilson és Bianchini, 1999; Harangi és mtsi., 2006; Beccaluva és mtsi., 2011).

Az alkáli bazaltos vulkáni működés a Pannon-medence litoszféra-extenziójának fő fázisa (20-15 Mév; Horváth és mtsi., 2006) után, a poszt-rift termális süllyedés és tektonikai inverzió időszakában zajlott, amikor szinte végig regionális kompressziós erőter uralkodott a térségben (Horváth, 1993). A vulkanizmus során monogenetikus vulkáni területek (~tíz – ötven kitörési központtal), illetve helyenként csak néhány vulkáni centrum jött létre, amelyek főként a medence peremi területein helyezkednek el: Stájer-medence, Burgenland, Kemenesalja, Bakony–Balaton-felvidék, Selmec, Nógrád-Gömör, Kecel, Lukácskő, Persány (2.1. ábra). Az alkáli bazaltos magmák nem csak térben, de időben is elszórtan, szakaszosan képződtek: 11 millió évvel ezelőtt kezdődött a vulkáni működés, és az 5-1 millió évvel ezelőtti időszakban

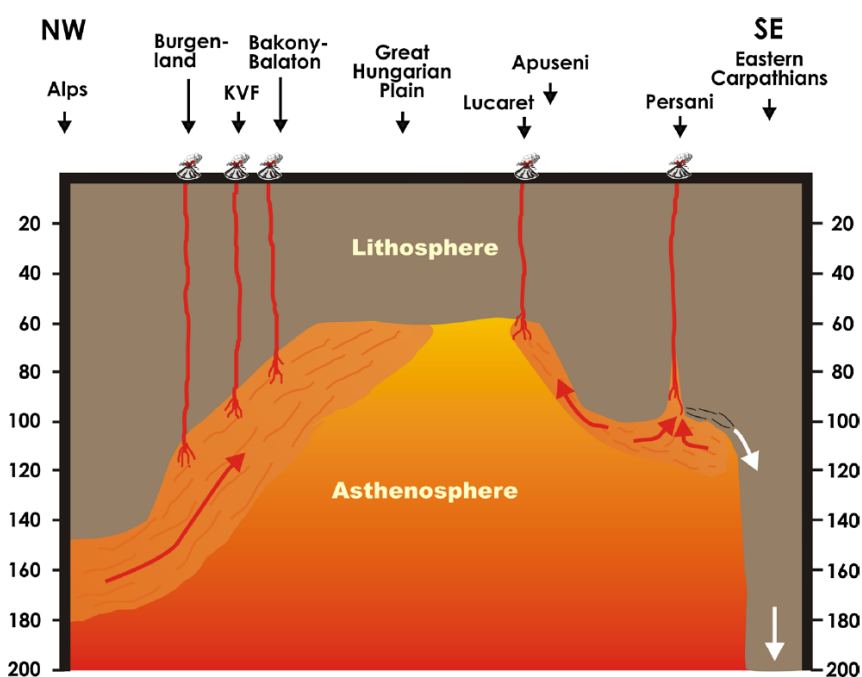
tört felszínre a legtöbb bazaltos magma. A legidősebb alkáli bazaltok (Oberpullendorf és Pauliberg: 11,7-10,5 millió éves; Balogh és mtsi., 1994) Burgenland területén, a legfiatalabb pedig a selmeci területen (Putikov vršok: 120-150 ezer éves; Šimon és Halouzka, 1996) található. A két legnagyobb vulkáni terület a Bakony–Balaton-felvidéki és a Nógrád-Gömöri, amelyeken hosszú ideig (> 6 millió évig) tartó vulkáni működés volt jellemző.

A térségben felszínre tört alkáli bazaltos magmák képződésének geodinamikai háttere - mivel nem a litoszféra-kivékonyodás fő fázisában, hanem azt követően jelentek meg - a mai napig kérdéseket vet fel, az elmúlt évtizedektől mostanáig különféle modellek születettek. A legkorábbi elmélet a Pannon-medence alatt lokális, kisméretű köpenydiapír-testeket feltételezett, amelyek a litoszféra-extenzió következtében keletkeztek az asztenoszféra-anyag passzív felemelkedése és részleges megolvadása során (Stegena és mtsi., 1975). Ezt a „köpenydiapír-modellt” később mások is alkalmazták (Lexa és Konečný, 1998; Konečný és mtsi., 2002).

Az 1990-es évek közepén végzett integrált geokémiai és geofizikai vizsgálatok eredményei alapján egy másik modell született. Az Európában található neogén alkáli mafikus vulkáni kőzetek kémiai összetétele sok hasonlóságot mutat, különösen a radiogén izotóp arányait tekintve. Erre és az Európa alatti szublitoszféra-köpenyben detektált szeizmikus anomáliákra alapozva Hoernle és mtsi. (1995) és Granet és mtsi. (1995) a mafikus magmákat egy közös földköpeny-rezervoárból (ún. „Európai asztenoszféra rezervoár”; Cebriá és Wilson, 1995) származtatták, amelyből lokális aktív köpenycsónák („köpenycsónaujjak”) emelkednek fel. Ilyen forró köpenyfeláramlások lehetnek felelősek az alkáli bazaltos vulkanizmusért Európa különböző részein: a Massif Centralban, a Rajna-vidéken, az Eger-árokban, a Bohémiai Masszívumon (Granet és mtsi., 1995; Wilson és Patterson, 2001) és a Pannon-medencében is (Embey-Isztin és mtsi., 2001; Seghedi és mtsi., 2004; Seghedi és Downes, 2011).

Ezzel szemben Harangi és Lenkey (2007), Harangi (2009), majd Harangi és mtsi. (2014) elvetik a köpenycsóva-modellt az alábbi megfigyelésekre támaszkodva. A bazalt vulkáni területek nem a medence közepén (ahol a legnagyobb mértékű litoszféra-extenzió történt), hanem főként a peremi területein találhatók, szórványos az eloszlásuk és kis magmaproduktivitással jellemezhetők; a becsült földköpeny potenciális hőmérsékletértékek (1300-1400 °C) nem anomálisak (a köpenycsónák ennél 200-300 °C-kal magasabb hőmérsékletűek); a Pannon-medence alatt 400-650 km mélységközben pozitív szeizmikus anomália észlelhető (pl. Wortel és Spakman, 2000; Piromallo és Morelli, 2003); nincs kiterjedt topográfiai felboltozódás (mint amilyet pl. a Massif Centralban megfigyeltek; Wilson és Patterson, 2001), ellenben a Pannon-medence egyes részei még mindig süllyednek. Harangi és

mtsi. (2014) szerint a térséget jellemző magas felszíni hőáram (Lenkey és mtsi., 2002) a medence kialakulása során történt litoszféra-kivékonyodással és a még mindig sekély mélységű asztenoszférával (Royden és mtsi., 1982) magyarázható, továbbá a bazaltok egy részét jellemző, HIMU-hoz hasonló izotóparányok metasomatikus eredethez köthetők (pl. Hart, 1988; Pilet és mtsi., 2005). Harangi és Lenkey (2007) és Harangi (2009) megfigyelték, hogy az alkáli bazaltos területek többsége (amelyek a nyugati és az északi peremi területeken helyezkednek el) átmeneti zónában található a vastag litoszférával (>160 km) rendelkező Alpok, illetve Észak-európai-platform és a kivékonyodott litoszférával (<70 km) jellemezhető Pannon-medence között. Ennek alapján a következő elméletet dolgozták ki. A Pannon-medence alatt elhelyezkedő litoszféra jelentős mértékű kivékonyodása szívóhatást fejtett ki a konvektív földköpeny anyagára, amelynek következtében a medencével szomszédos vastag litoszféaegységek (Alpok, Észak-európai-platform) alól magasabb hőmérsékletű köpenyanyag áramlott a Pannon-medence térségébe (lokális földköpenyáramlás). Ez a forró földköpenyáramlás közel vertikális komponenssel jellemezhető a meredek litoszféra-asztenoszféra határon, amely a nyomáscsökkenés következtében részleges olvadást eredményezett az asztenoszférában (2.2. ábra). Ez az elmélet (a köpenycsóva-moddellel ellentétben) megfelelő magyarázatot ad a nyugati és északi alkáli bazaltos vulkáni területek elhelyezkedésére: ezek alatt jellemző a meredek litoszféra-asztenoszféra határ, ahol nyomáscsökkenés okozta olvadákképződés történhetett.



**2.2. ábra:** A Pannon-medence alkáli bazaltos magmáinak képződésére kidolgozott új modell (Harangi és mtsi., 2014).

Az említett domináns folyamat mellett, a Pannon-medence belsejében megjelenő néhány alkáli bazalt előfordulás valószínűleg a nagyobb oldaleltolódások alatti felső köpenybeli feszültséglokalizációhoz köthető (Harangi és mtsi., 2014). A Vrancea-zóna közelében található Persányi Vulkáni Terület (a térségben a legfiatalabb bazalt vulkáni mező) kialakulása Harangi és mtsi. (2013) szerint az alábbi folyamattal magyarázható: az alábukó (függőleges helyzetben lévő) litoszférolemez húzóhatásának eredményeként keskeny repedés képződhetett a litoszféra alsó részén, az odaáramló asztenoszféra-anyag pedig nyomáscsökkenéses olvadáson ment keresztül (2.2. ábra).

### **2.3. A Bakony–Balaton-felvidéki és Kemenesaljai vulkáni területek**

A Bakony–Balaton-felvidéki és Kemenesaljai monogenetikus vulkáni területek a térség nyugati részén találhatók. Kitörési központjaik fizikai vulkanológiai jellemzőiben sok a hasonlóság, viszont utóbbi vulkáni mező jóval kevesebb centrumból áll. A Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület (2.3. ábra) a Kárpát-Pannon régió összes alkáli bazaltos vulkáni területe közül a legtöbb tűzhányót foglalja magában, és itt jutott felszínre a legtöbb magma is. A becsült magmaproductivitás alapján ( $3\text{--}4\text{ km}^3$ ; Kereszturi és mtsi., 2011) e vulkáni mező a kis magmafluxusú vulkáni területek közé sorolható. Több, mint ötven kitörési központ építi fel, amelyek különböző vulkáni felépítmények - maarok, tufagyűrűk, salakkúpok, fröccskúpok, lávafolyások, pajzsvulkánok - eróziós maradványai (pl. Jugovics, 1968; Németh és Martin, 1999a, b; Martin és mtsi., 2003; Martin és Németh, 2004). A vulkáni központok eloszlása a paleovölgyek elterjedéséhez, valamint korábbi, neogén előtti, valószínűleg felújult törésekhez kapcsolódik (Németh és Martin, 1999a). A Kemenesaljai (vagy Kisalföldi) Vulkáni Terület (2.3. ábra) az előzőhöz képest jóval kisebb, és mindössze tíz vulkáni centrumot tartalmaz, amely alapján egy nagyon kis magmaproductivitással jellemezhető monogenetikus vulkáni területnek tekinthető. Míg a Balaton-felvidéken előfordulnak méretes lávafolyások (Agár-tető, Kab-hegy pajzsvulkánok) is, a Kemenesalján csak kis mennyiségben fordulnak elő effuzív kitörési termékek, uralkodóan a maarok, tufagyűrűk jellemzők (pl. Jugovics, 1968; Harangi és mtsi., 1994; Martin és Németh, 2004). Utóbbi vulkáni mező kitörési központjai a Rába-vonal közelében, az arra merőleges oldalelmozdulások mentén helyezkednek el (Jugovics, 1915, 1916; Tari és mtsi., 1992). A vulkáni kitöréseket elsősorban alkáli bazaltos magmák táplálták, ezen kívül a Kisalföld aljzatában ~2000 m mélyen egy 11-12 millió éves, nagy térfogatú



The map displays the Bakony-Balaton-felvidéki Vulkáni Terület, highlighting various volcanic features and locations. The legend indicates two types of volcanic activity: **Bazalt láva** (dark green) and **Bazalt piroklasztit** (light green). The map includes a compass rose and a scale bar (0 to 10 km). The geographical area is bounded by coordinates 46°44' to 47°12' N and 17°00' to 17°50' E. Key locations and features include:

- Kemenesaljai (Kisalföldi) Vulkáni Terület:**
  - Rába, Várkesző, Egyházaskesző, Magyargencs, Kemenesmagasi, Somló, Kíssomlyó, Ság-hegy, Hercseg-hegy, Sitke.
- Bakony-Balaton-felvidéki Vulkáni Terület:**
  - Szőlőhegy, Cséktű, Kab-hegy, Peres-hegy, Kő-hegy, Gyertyános-hegy, Pula, Gyertyános-hegy, Barnag, Fenyves-hegy, Halom-hegy, Balázs-tető, Tihany, Fekete-hegy, Köpasz-hegy, Vár-hegy, Kis-Hegyesztű, Horog-hegy, Hegyesztű, Eresztő, Mátészalka, Sátorfő, Hégyesd, Haláp, Agár-tető, Kistódomb, Öcs-hegy, Ollak, Tik-hegy, Bondoró-hegy, Füzes-tó salakkúp, Véndék, Kovács-hegy, Sarvaly, Prága-hegy, Szebike, Tátika, Láz-tető, Fertő, Szt. György-hegy, Gulács, Tóti-hegy, Hármos, Szigliget, Badacsony, Vár-hegy, Fonyód, Kopasz-hegy.

A vulkanizmust közvetlenül megelőzően a Pannon-medencét a Pannon-tó töltötte ki (Kázmér, 1990), majd a vulkáni működés kezdetekor a terület már egy alluviális síkság volt (Magyar és mtsi., 1999). Mindkét vulkáni területen az egyes vulkáni centrumok működésében bizonyos szabályosság figyelhető meg: a legtöbb tűzhányó esetében működésük kezdeti

szakaszában a forró magma és a vízzel telített üledék heves találkozásának következtében hatalmas erejű freatomagmás kitörések zajlottak, amelyek több km-es magasságba törő hamuoszlopot, majd annak összeomlása eredményeként piroklaszt árákat és -torlóárákat hoztak létre. E kitörések által felépített jellegzetes formák a maarok és tufagyűrűk (pl. Tihany, Fekete-hegy, Haláp, Sitke, Ság-hegy, Kissomlyó). A vulkanizmus szárazföldön, egy fluviolakusztikus medencében történt, ahol a törésekkel átjárt víztartó réteg lehetővé tette a felszín alatti karsztvizek szabad áramlását, amely ily módon a felszíni vizek mellett bőséges vízellátást biztosított a freatomagmás kitörésekhez (Németh és Martin, 1999b). Ezeket követően magmás robbanásos kitörések történtek, amelyek salakkúpokat, fröccskúpokat eredményeztek (pl. Halom-hegy, Bondoró-hegy, Füzes-tó salakkúp, Ság-hegy). A magmás robbanásos kitörésekhez lávaöntések kapcsolódtak, amelyek során a tufagyűrűket kitöltő lávafolyások és lávatavak (pl. Hajagos, Badacsony, Szent György-hegy, Ság-hegy, Kissomlyó) képződtek, továbbá kiterjedt lávafolyások (Agár-tető- és Kab-hegy pajzsvulkán) is keletkeztek. Számos vulkáni centrum csak magmás robbanásos és/vagy effuzív kitöréssel jellemezhető, amelyeket megelőzően nem volt freatomagmás működés, valamint előfordulnak olyan központok is, ahol a freatomagmás kitöréseket nem követték további kitörések.

A lepusztulás következtében az eredeti vulkáni felszíni forma jelentősen megváltozott, ma már csak az egykori vulkáni felépítmények roncsai figyelhetők meg. A hasonló felépítésű vulkáni szerkezetek különböző mértékű eróziójának, illetve eltérő koruknak köszönhetően ma azok különböző részeit láthatjuk. A jól ismert tanúhegyek (pl. Badacsony, Szent György-hegy, Csobánc, Somló) csupán az egykori kürtők roncsai, ahol a tufagyűrű piroklasztitok már teljesen lepusztultak, és csak a lávaközetek maradtak meg. Sok helyen (pl. Haláp, Bondoró-hegy, Fekete-hegy, Ság-hegy, Kissomlyó) viszont megfigyelhető mind a freatomagmás kitörések során felépült tufagyűrű rétegsor, mind a lávaöntő szakasz során képződött lávafolyást vagy lávatavat képviselő bazaltoszlopok. Utóbbiak esetében gyakoriak a különböző megjelenésű peperitek is (pl. Hajagos), amelyek a nedves, konszolidálatlan üledék és a forró láva kölcsönhatásának eredményeként alakultak ki.

A Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület bazaltos kőzetein végzett korábbi K/Ar (Balogh és mtsi., 1982, 1986; Borsy és mtsi., 1986; Balogh és Pécskay, 2001; Balogh és Németh, 2005; Balogh és mtsi., 2005), majd az újabb  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kormérések (Wijbrans és mtsi., 2007) eredményei jó egyezést mutatnak (utóbbi módszer egy nagyságrenddel pontosabb korokat eredményezett): a vulkáni működés időtartama ~6 millió évre becsülhető (~8-2 Mév). A vulkáni kitörések hosszú nyugalmi időszakokkal elválasztott aktív fázisokban zajlottak, egyidejűleg több helyen. Wijbrans és mtsi. (2007) az  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  koradatok alapján négy nagyobb

aktív periódust különítettek el: 1.) ~7,95 Mév, 2.) ~4,1 Mév, 3.) ~3,8 Mév, 4.) ~3 Mév. Kereszturi és mtsi. (2011) a korábbi K/Ar és  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  koradatokat figyelembe véve, illetve azokat új K/Ar kormérésekkel kiegészítve hat aktív fázisra osztották a vulkán működést: 1.) ~7,6 Mév, 2.) ~5,1 Mév, 3.) ~4,1 Mév, 4.) ~3,8 Mév, 5.) ~3,3 Mév, 6.) ~2,7 Mév. A legintenzívebb vulkáni működés a 4,3-3 millió évvel ezelőtti időszakra tehető, amelynek során legalább 24 vulkáni centrum épült fel. A vulkáni területen ~0,11 millió évenként ismétlődtek a vulkáni kitörések, vagyis körülbelül ennyi idő telt el az egyes kitörési központok képződése között. Továbbá az aktív fázisok közötti szünetek ~0,06-1,6 millió év hosszúságúak voltak (Kereszturi és mtsi., 2011). A legutolsó aktív fázis során jött létre az Agár-tető pajzsvulkán (3,30-3,00 Mév), a Haláp tufagyűrűje (3,06 Mév), a Füzes-tó salakkúp (2,61 Mév) (Wijbrans és mtsi., 2007) és a Bondoró-hegy ( $\geq 2,3$  Mév; Balogh és Pécskay, 2001).

A Kemenesaljai Vulkáni Terület bazaltjairól az előzőhöz képest kevesebb koradat áll rendelkezésre. A korábbi K/Ar koradatok alapján ~3-6 millió évvel ezelőtt jöttek létre a vulkáni központok, amelyek felépülése között több százezer év hosszúságú nyugalmi periódusok teltek el. A legfiatalabb vulkáni centrum a Somló (~3 Mév) (Balogh és mtsi., 1986). A Balaton-felvidékhez képest itt sokkal szórványosabb volt a vulkáni működés mind időben, mind térben. Az újabb  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kormérések csak a Ság-hegyet és a Kissomlyót érintették ezen a területen: előbbi  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kora  $5,48 \pm 0,01$  Mév, utóbbié pedig  $4,63 \pm 0,02$  Mév (Wijbrans és mtsi., 2007).

### **3. Vizsgálati módszerek**

#### **3.1. Vizsgált vulkáni központok**

Kutatómunkám során a Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Területen és a Kemenesaljai (Kisalföldi) Vulkáni Területen található kitörési központok közül olyanokat választottam ki részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatokra, amelyek fizikai vulkanológiai jellemzőik és a korábbi kőzettani megfigyelések alapján a monogenetikus vulkáni működés különböző megnyilvánulásait képviselik. Céлом az volt, hogy ezek részletes petrogenetikai vizsgálatán keresztül feltárjam a monogenetikus vulkáni területek egyes kitörési központjait tápláló magmás rendszer működését és az abban zajló mélybeli folyamatokat.

Az első vizsgálandó vulkáni központ a Balaton-felvidéki Bondoró-hegy (2.3. ábra) volt, amelynek bazaltja nagy hasonlóságot mutat a korábbi kutatásom során vizsgált Füzes-tó salakkúp bazaltjával (Jankovics, 2010; Jankovics és mtsi., 2009, 2012): rendkívül gazdagok kristályokban (olivin, ortopiroxén, klinopiroxén, spinell) és xenolitokban (peridotit, mafikus granulit). E különlegességüknek köszönhetően ezek a bazaltok egyedülállóak a Kárpát-Pannon térség alkáli bazaltjai között. A rendelkezésre álló koradatok szerint e két lelőhely képviseli a Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület legfiatalabb vulkáni képződményeit. Dolgozatomban a Bondoró-hegyi lávaközetek petrográfiai leírását, a kőzetalkotó ásványok részletes szöveti és kémiai vizsgálati eredményeit ismertetem. A bondorói alkáli bazaltos magma feláramlási történetének feltárása mellett célom volt az is, hogy e két nagyon hasonló genetikával jellemezhető bazalt esetében különféle módszerekkel megbecsüljem a magmafeláramlási sebességet, amely az egyik kulcsfontosságú paraméter a monogenetikus vulkáni mezőkre vonatkozó veszély-előrejelzésben.

A kutatás következő célterülete a kemenesaljai Kissomlyó vulkáni centrum (2.3. ábra) volt, amely a monogenetikus vulkáni működés egy ritka példáját képviseli: a korábbi terepi megfigyelések alapján jelentős szünetet mutattak ki (Martin és Németh, 2004, 2005) a vulkáni központ felépülése során. Az ilyenfajta kitörési központok a monogenetikus vulkáni területek nemzetközi kutatásában kiemelt fontosságúak, mivel korábban nem számoltak azzal, hogy egy monogenetikus centrumon hosszabb szünetet követően is felújulhat a vulkáni működés. A Kissomlyó különböző kitörési egységeit freatomagmás kitörések, víz alatti és szárazföldi lávafolyások, illetve magmás robbanásos kitörések hozták létre. A sztratigráfiailag kontrollált mintavételezéssel, vagyis külön-külön az egyes kitörési egységek vizsgálatával az volt a célom, hogy kimutassam, van-e különbség a vulkáni működésben beállt szünet előtt és az azt követően

felszínre tört magmacsomagok jellemzőiben, fejlődéstörténetében. Ezt mind ásványszöveti és -kémiai (olivin, spinell, klinopiroxén, valamint kőzetüveg), mind teljes kőzet geokémiai szempontból vizsgáltam. Továbbá klinopiroxén-kőzetüveg párok elemzésével és azok összetételét felhasználva termobarometriai számolásokat is végeztem annak érdekében, hogy megbecsüljem a kőzetekben nagy mennyiségben megjelenő klinopiroxén fenokristályok kristályosodásának mélységét.

Harmadik vizsgálandó területként a Balaton-felvidéki Fekete-hegy vulkáni komplexumot (2.3. ábra) választottam, amely e vulkáni terület egyik legnagyobb kiterjedésű és legösszetettebb vulkáni felépítménye. E maar vulkáni komplexum több (legalább négy) egymáshoz nagyon közeli maar központból áll, amelyeknek változatos tufagyűrű piroklasztit rétegsoraira lávakőzetek és salakkúpok települnek. A komplexum különböző részein és a különböző típusú kitörések során képződött kőzetekből vett minták vizsgálatával célom az volt, hogy megismerjük egy ilyen összetett monogenetikus rendszeren belül az eltérő helyen és időben feltört magmák összetételét és fejlődéstörténetét, a magmás rendszer működését, illetve választ kapjunk arra, hogy vannak-e ezek között különbségek. E kérdések megválaszolásához az olivin kristályok szövetét, zónásságát, kémiai összetételét és a bennük található spinell zárványok összetételét vizsgáltam részletesen, amelyeket teljes kőzet geokémiai elemzésekkel is kiegészítettem.

### **3.2. Petrográfiai vizsgálatok**

A begyűjtött bazaltos kőzetek petrográfiai és geokémiai vizsgálatához 30 µm vastagságú polírozott vékonycsiszolatok készültek, amelyeknek petrográfiai leírását Nikon YS2-T polarizációs mikroszkóppal végeztem az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszékén. A polarizációs mikroszkópos felvételeket Nikon Eclipse E600 POL petrográfiai mikroszkópra szerelt Nikon CoolPIX E950 fényképezőgéppel készítettem. A kőzetek további szöveti elemzéséhez és a kőzetalkotó ásványfázisok szöveti és zónássági jellemzőinek vizsgálatához AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkópot (SEM) használtam (20 kV gyorsítófeszültségen) az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszékén, amellyel visszaszórt elektronképeket készítettem. A kisméretű ásványfázisok meghatározásához kémiai elemzést is végeztem a készülékre szerelt EDAX PV9800 típusú energiadiszperzív spektrométerrel (EDS).

### 3.3. Teljes kőzet geokémiai elemzések

A teljes kőzet geokémiai vizsgálatok az AcmeLabs Ltd. (<http://acmelab.com/>) akkreditált vancouveri (Kanada) laboratóriumában készültek. A fő- és nyomelemek koncentrációjának meghatározása ICP-emissziós spektrometria módszerrel és ICP-tömegspektrométerrel történt. Az elemzéseket lítium-borátos és hígított salétromsavas feltárás előzte meg. Az eredmények ellenőrzése belső és nemzetközi standardokkal zajlott.

### 3.4. *In-situ* ásványkémiai elemzések

A részletes ásványszöveti vizsgálatokat követően kvantitatív ásványkémiai elemzéseket végeztem a Bécsi Egyetem Litoszférakutató Tanszékének (Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung) elektronmikroszkopos laboratóriumában. A CAMECA SX100 típusú elektronmikroszkop négy hullámhosszdiszperzív spektrométerrel (WDS) és egy energiadiszperzív spektrométerrel (EDS) van felszerelve. A gyorsítófeszültség 15 kV, a mintaáram 20 nA volt. Az ásványok kémiai összetételének elemzéséhez 1 µm átmérőjű elektronsugarat használtam, a kőzetüveg mérésekor pedig 7 µm átmérőjű defókuszált elektronsugarat alkalmaztam. Az egyes kémiai elemek meghatározásához a következő standardokat használtam: kvarc (Si), albit (Na), olivin (Mg), almandin (Al, Fe), wollastonit (Ca), rutil (Ti), spessartin (Mn), ortoklász (K), Mg-kromit (Cr), Ni-oxid (Ni), apatit (P). A kapott adatok ZAF-korrekciója digitálisan történt. Az ásványkémiai elemzések mellett ugyanezen műszerrel visszaszórt elektronképeket is készítettem.

A Bondoró-hegyi lávakőzetek ásványfázisainak kémiai elemzését Dr. Dobosi Gábor végezte hullámhosszdiszperzív spektrométerekkel felszerelt JEOL Superprobe 733 típusú elektronmikroszkopos laboratóriumában az MTA Geokémiai Kutatóintézetben (jelenlegi nevén MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet). A gyorsítófeszültség 20 kV, a mintaáram 35 nA volt, a mérésekhez ásványstandardokat használt. A nyers adatok korrekciója a JEOL ZAF-korrekciós programjával történt.

#### **4. A Bondoró-hegy és a Füzes-tó salakkúp**

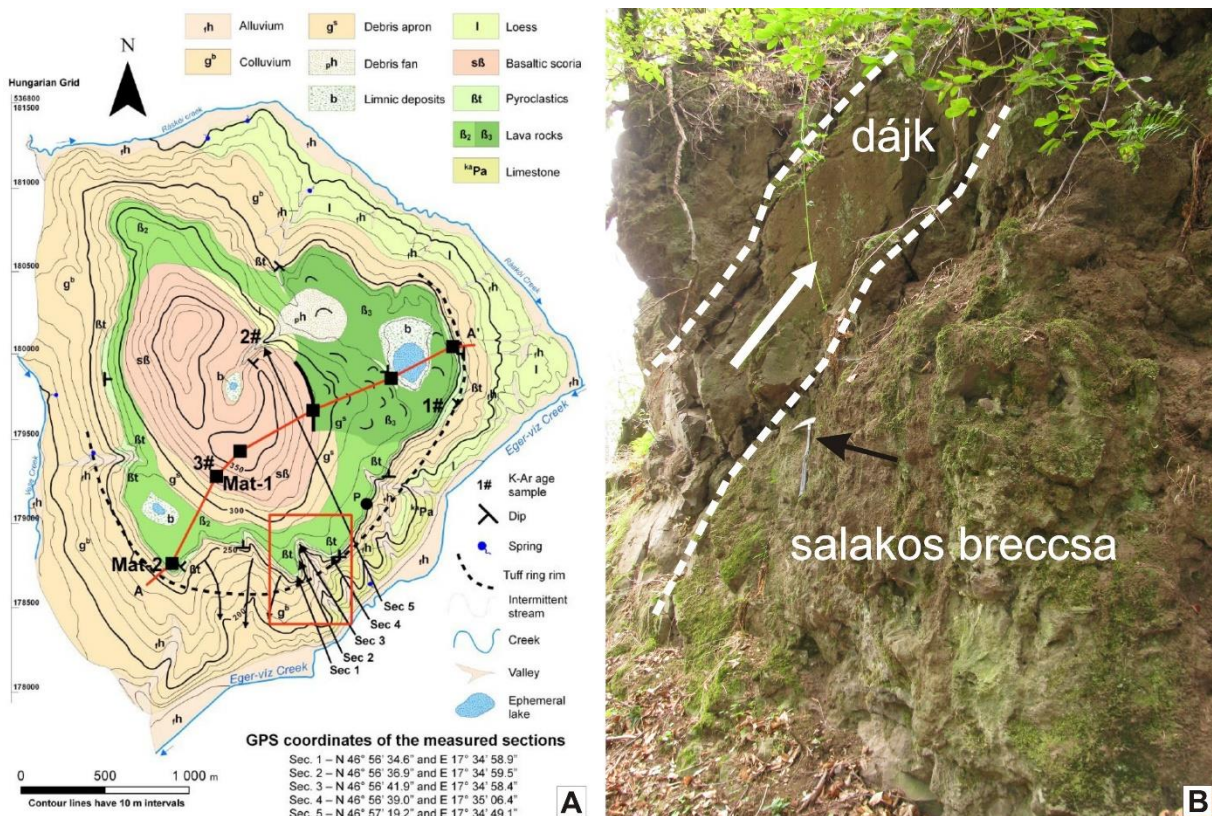
##### **4.1. Fizikai vulkanológiai jellemzők, minták**

Dolgozatomban e két vulkáni központ közül csak a Bondoró-hegy vulkanológiai, kőzettani és geokémiai leírását ismertetem, míg a Füzes-tó salakkúpáról szóló részletes leírások diplomadolgozatomban (Jankovics, 2010), valamint két publikációban is megtalálhatók (Jankovics és mtsi., 2009, 2012).

A Bondoró-hegy a Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület egyik legösszetettebb kitörési központja, amely több különböző kitörési egységből épül fel (4.1A ábra). A legalsó egységet tufa- és lapillitufa rétegekből álló freatomagmás kitörési termékek alkotják, amelyek egy tufagyűrűt képviselnek. A tufagyűrűt lávaközetek (csak fűrásból ismertek) töltik ki, amelyek kráteren belüli lávafolyásokként értelmezhetők. Ezek fölött áthalmazott bazaltos törmelékeket említenek a fűrásleírásokban (Jámbor, 1973), amelyeket vékony lávafolyások (1. és 2. lávafolyás) közetei követnek. Legfelül egy salakkúp maradványa található, amelyhez szintén kapcsolódik egy lávafolyás (3. lávafolyás). A kitörési egységek jellemzőinek részletes leírása és azoknak az értelmezése Kereszturi és mtsi. (2010) tanulmányában olvashatók. Mind a felszínen megtalálható effuzív kőzetek (2. és 3. lávafolyás), mind a salakkúpot felépítő kőzetek (salakos breccsák, változatos megjelenésű és méretű, pl. orsó- és csavart bombák) nagy mennyiségű felső köpeny és alsó kéreg eredetű xenolitot (peridotit, wehrlit, klinopiroxenit, mafikus granulit), illetve klinopiroxén és spinell megakristályokat tartalmaznak. A tufagyűrű piroklasztitok szintén gazdagok peridotit xenolitokban (Taracsák, 2014).

A salakkúp erodált maradványának egyik feltárásában megfigyelhető egy dájka, amely átszeli a salakos breccsát (4.1B ábra). E masszív dájknak az átlagos szélessége  $0,625 \pm 0,055$  m. Kereszturi és mtsi. (2010) ezt a dajkát egy, a salakkúpot átszelő (közel horizontális) kisméretű telérként említik, megfigyeléseim alapján azonban inkább a salakkúp egy (közel vertikális) táplálódájjaként értelmezhető.





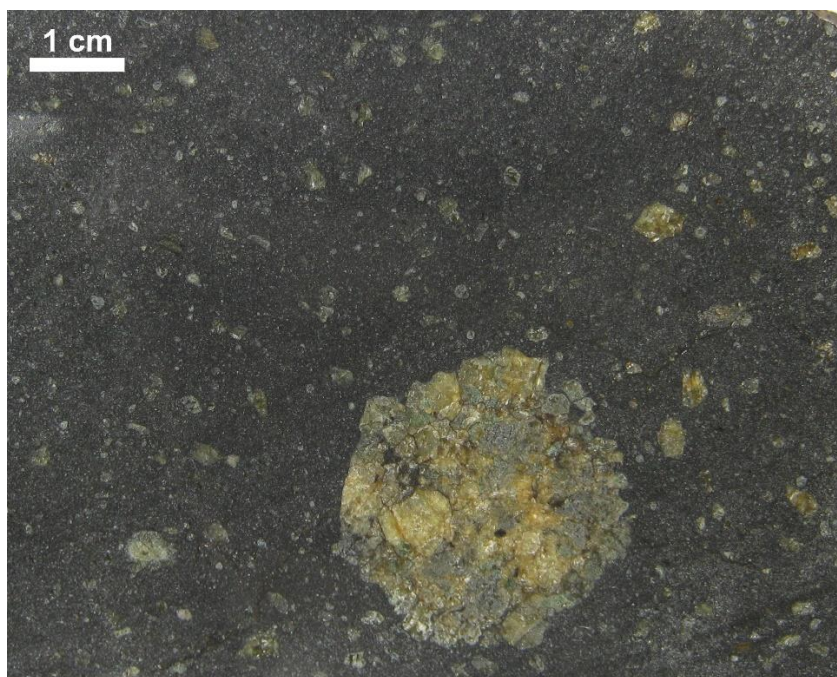
**4.1. ábra:** A: a Bondoró-hegy földtani térképe (forrása: Kereszturi és mtsi., 2010), az általam vizsgált kőzetek a sötétzölddel jelölt 3. lávafolyásból ( $\beta_3$ ) származnak; B: a salakkúp erodált maradványának egy feltárása: a salakos breccsát egy masszív, közel vertikális dáj szeli át (irányát a fehér nyíl jelöli; a fekete nyíl a méretarányként szolgáló kalapácsot mutatja).

A Bondoró-hegyet nem vonták be a Balaton-felvidéki bazaltok újabb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  módszerrel végzett geokronológiai vizsgálatába (Wijbrans és mtsi., 2007), viszont számos korábbi K-Ar koradat áll rendelkezésre e vulkáni központról is. Ezek közül Kereszturi és mtsi. (2010) az alábbiakat vélték a geológiai és rétegtani megfigyelések alapján a leginkább alátámasztottnak: a fúrásból ismert, tufagyűrűt kitöltő lávakőzetek esetében  $\leq 3,86 \pm 0,20$  millió év, a 2. lávafolyást képviselő bazalt esetében  $2,90 \pm 0,62$  millió év (Balogh és mtsi., 1986), a 3. lávafolyás kőzete esetében pedig  $2,29 \pm 0,22$  millió év (Balogh és Pécskay, 2001). E korok és a fúrásból leírt áthalmozott bazaltos törmelékek által jelzett diszkordancia (amely esetleg egy jelentősebb szünetre utalhat a vulkáni működésben) alapján Kereszturi és mtsi. (2010) arra a következtetésre jutottak, hogy a Bondoró-hegy hosszú ideig tartó, szakaszos működés során épült fel (ún. policiklikus monogenetikus vulkán). Ennek igazolásához azonban további kormérésekre és kiegészítő terepi vizsgálatokra, valamint részletes kőzettani és geokémiai elemzésekre van szükség.

A dolgozatomban bemutatott kőzetek a legfiatalabb kitörési egységből, a salakkúphoz kapcsolódó 3. lávafolyásból származnak, amelyeket Dr. Embey-Isztin Antal és Dr. Dobosi



Gábor gyűjtöttek (1987-ben). Ezek a lávakőzetek (illetve a salakkúpot alkotó salakos breccsák és bazaltbombák is) ugyanolyan kőzetszöveti bélyegekkel jellemezhetők, mint a Füzes-tó salakkúpon található bazaltbombák: már makroszkóposan is megfigyelhető, hogy nemcsak xenolitokban, de kristályokban is rendkívül gazdagok (4.2. ábra).



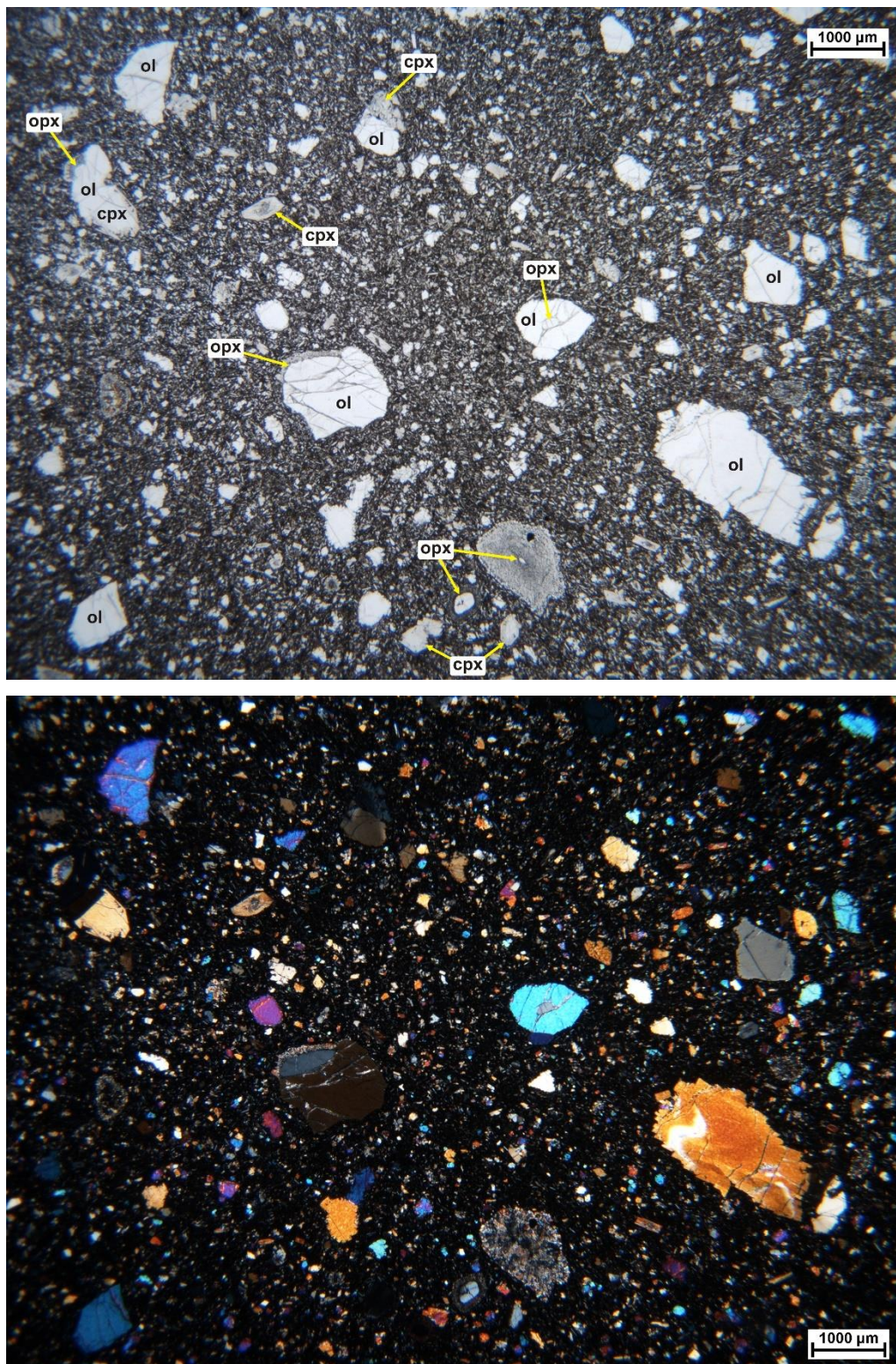
**4.2. ábra:** A vizsgált Bondoró-hegyi lávakőzetek jellemző makroszkópos szöveti képe: megfigyelhető a bazalt kristálygazdagsága, és egy kisebb peridotit xenolit is látható benne.

## 4.2. Petrográfia

A petrográfiai leírások során a fenokristály kifejezést általános értelemben használok, vagyis a finomszemcsés alapanyagban megjelenő nagyobb (legfeljebb 5 mm nagyságú) kristályokra értem, függetlenül azok eredetétől (fenokristály *sensu lato*). Az ásványkémiai alfejezetben és a következtetéseknél viszont már genetikai értelemben használok, vagyis azokra a kristályokra vonatkozik, amelyek *in situ* növekedtek a bazaltos magmában (fenokristály *sensu stricto*).

A vizsgált lávakőzetek porfíros szövetűek, kis hólyagüreg-tartalmúak vagy hólyagüregmentesek, és ~30 térfogat% xenomorf – idiomorf fenokristályt tartalmaznak (4.3. ábra). A fenokristály-együttest olivin, klinopiroxén, ortopiroxén és spinell alkotja, amelyek változatos alakúak és méretűek, illetve gyakran egymással összenőve jelennek meg (4.3. és 4.4 ábrák). Mikrofenokristályként (<150  $\mu\text{m}$ ) klinopiroxén, olivin, plagioklász és Fe-Ti-oxidok fordulnak elő, az alapanyagot alkotó mikrolitokat pedig földpát (plagioklász és alkáliföldpát), klinopiroxén, olivin, Fe-Ti-oxid, apatit és kevés kőzetüveg képviseli.





**4.3. ábra:** A vizsgált Bondoró-hegyi kristálygazdag lávaközet általános szöveti képe (optikai mikroszkópos fotók; felső kép: IIN, alsó kép: +N). Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén.

Az olivin fenokristályok ( $\leq 5$  mm) nagy része xenomorf megjelenésű, szélük lekerekített és gyakran beöblösödő, rendszerint unduláló a kioltásuk, valamint a visszaszórt elektronképeken megfigyelhető, hogy van egy világos peremük (amelynek diffúz a határa a

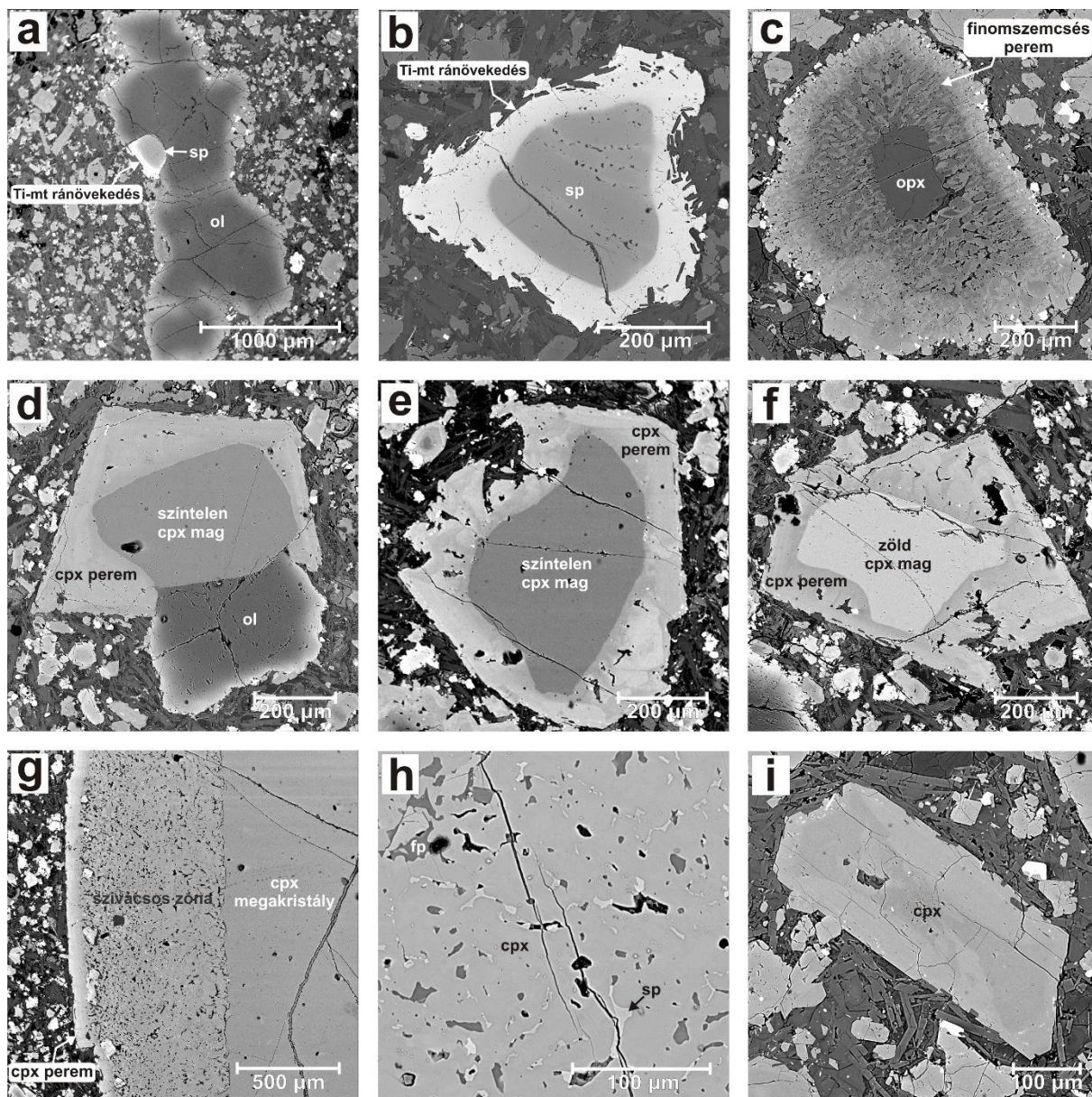
kristály belsejével) (4.4A ábra). Gyakran tartalmaznak hipidiomorf – xenomorf (sokszor lekerekített), világoszöld – barna színű spinell zárványokat, amelyek mérete 50-300  $\mu\text{m}$ . A kisebb (150-900  $\mu\text{m}$ -os) olivin szemcsék sajátalakúak – félig sajátalakúak, sok esetben vázkristályosak, normál zónásak, és szélük gyakran iddingzitesedett. Továbbá ezekben az olivinekben a fekete, idiomorf – hipidiomorf megjelenésű, 3-10  $\mu\text{m}$  nagyságú króm-spinell zárványok a gyakoriak.

Az ortopiroxén kristályok ( $\leq 2,4$  mm) nem sajátalakúak, lekerekítettek, és minden esetben egy finomszemcsés perem veszi őket körül (4.3. és 4.4C ábrák), amely olivinból, klinopiroxénból, közetüvegből  $\pm$  spinellből áll, továbbá a legkülső része sokszor nagy mennyiségű Fe-Ti-oxidot is tartalmaz. E finomszemcsés peremen gyakran világosbarna színű, ikres, szektor zónás klinopiroxén ránövekedés figyelhető meg.

A klinopiroxén fenokristályok ( $\leq 3$  mm) idiomorf – hipidiomorf megjelenésűek, rendszerint xenomorf, lekerekített magjuk és világosbarna, ikres, szektor zónás peremük van (amelyek között éles a határ). Ritkán előfordulnak olyan szektor zónás klinopiroxén fenokristályok is, amelyeknek nincs jól elkülönülő, lekerekített magjuk (4.4I ábra). A xenomorf, változatos alakú kristálymagok két típusba sorolhatók. Az egyik, gyakoribb típus optikai mikroszkópban színtelen, a visszaszórt elektronképeken pedig sötétebb szürke, mint a kristály pereme (normál zónás klinopiroxének) (4.4D, E ábra). A másik típus optikai mikroszkópban világoszöld, a visszaszórt elektronképeken pedig világosabb szürke, mint a körülötte lévő kristályperem (reverz zónás klinopiroxének) (4.4F ábra). A zöld magok gyakran szivacsos- vagy szítaszövettel jellemezhetők.

A spinell fenokristályok ( $\leq 0,5$  mm) előfordulnak önálló kristályként is az alapanyagban (4.4B ábra) és zárványként is olivinekben (4.4A ábra). Rendszerint szabálytalan alakúak, lekerekítettek, változatos színűek (világoszöld – barna), és ahol érintkeznek az alapanyaggal, ott egy Ti-magnetit ránövekedés látható körülöttük (4.4A, B ábra).





**4.4. ábra:** A vizsgált bondorói lávaközetek ásványainak szöveti és zónássági jellemzői (visszaszórt elektronképek). A: xenomorf olivin világos peremmel és világoszöld (optikai mikroszkópban), lekerekített spinell zárvánnyal, amelyen egy Ti-magnetit ránővekedés látható az alanyaggal való érintkezésénél; B: lekerekített spinell Ti-magnetit ránővekedéssel; C: xenomorf ortopiroxén és a körülötte lévő finomszemcsés perem; D: xenomorf olivin és szintelen, lekerekített kristállyal rendelkező klinopiroxén összenövése; E: klinopiroxén kristály szintelen, nem sajátalakú maggal és szektor zónás peremmel; F: klinopiroxén kristály zöld, visszaoldódott maggal és szektor zónás peremmel; G: szintelen, homogén klinopiroxén megakristály, amelyet egy vastag szivacsos zóna, majd egy vékony, zónás klinopiroxén perem vesz körül; H: a klinopiroxén megakristály szivacsos zónájának kinagyított képe; I: szektor zónás klinopiroxén fenokristály. Ol = olivin, sp = spinell, Ti-mt = titanomagnetit, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén, fp = földpát.

E bemutatott ásványszöveti jellemzők, vagyis a lekerekített, visszaoldódott, beöblösödő szegélyek, szivacsos- és szitaszövetek mind nem-egyensúlyi körülményekre utalnak, és azt jelzik, hogy a xenomorf olvinek, ortopiroxének, spinellek, valamint a klinopiroxének szintelen és zöld magja idegen eredetűek, vagyis xenokristályok. Továbbá a nagy mennyiségű xenokristályon kívül számos spinell-peridotit xenolit is megjelenik a vizsgált mintákban,

amelyek esetenként amfibolokat is tartalmaznak. A peridotitban lévő ortopiroxének a bazalttal való érintkezésüknél ugyanolyan finomszemcsés peremmel rendelkeznek, mint a bazaltban megfigyelt ortopiroxén xenokristályok. Ennek alapján ezek a finomszemcsés peremek az ásvány és az olvadék közötti reakció termékeként értelmezhetők. Az olivin xenokristályokhoz hasonlóan, a peridotit xenolitokban megjelenő olivin szemcsék is sokszor unduláló kioltást mutatnak, amely deformációra utal.

A vizsgált kőzetekben gyakoriak a lekerekített klinopiroxén és spinell megakristályok. A klinopiroxén megakristályok ( $\leq 6$  cm) nagy része színtelen, belsejük homogén, amelyet egy szivacsos zóna követ, majd ezt egy világosbarna, zónás klinopiroxén perem veszi körül (hasonló megjelenésű, mint a klinopiroxén xenokristályok körüli perem) (4.4G ábra). A szivacsos részek gyakran nem csak a kristályok szegélyén jelennek meg, hanem belsejükben is, többnyire repedések mentén. A szivacsos részekben apró (5-50  $\mu\text{m}$ ) földpát (plagioklász és alkáliföldpát) és spinell zárványok vannak jelen (4.4H ábra). A színteleneken kívül egy zöld színű klinopiroxén megakristály is előfordul. A spinell megakristályok 1-2 cm nagyságúak, nagy részük sötétzöld, illetve egyikük fekete színű (optikai mikroszkópban).

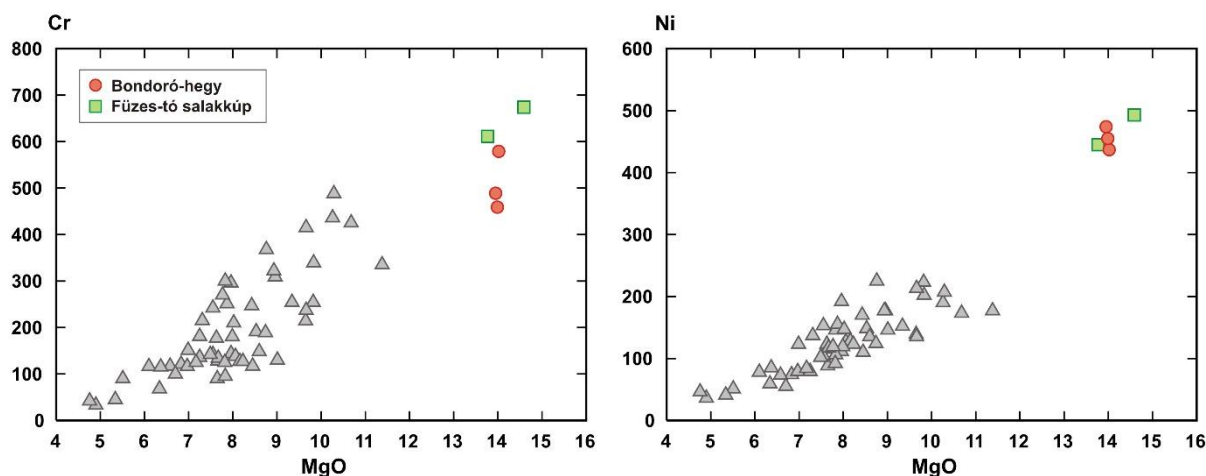
Az itt leírt, vagyis a Bondoró-hegy 3. lávafolyásából származó kőzetekre jellemző kőzet- és ásványszöveti bélyegek teljes mértékben megegyeznek a Füzes-tói alkáli bazaltban megfigyelttel (Jankovics, 2010; Jankovics és mtsi., 2009, 2012).

### **4.3. Geokémia**

#### *4.3.1. Teljes kőzet geokémia*

A Bondoró-hegy bazaltos kőzeteiből Jugovics (1976) és Embey-Isztin és mtsi. (1993a, 1993b) közöltek teljes kőzet összetételi adatokat. Ezeken kívül rendelkezésemre állt egy korábbi nem publikált teljes kőzet összetétel (Harangi, 1994), valamint megelemezettünk egy újonnan gyűjtött lávakőzet mintát is. A rendelkezésre álló összes adat azt mutatja, hogy a bondorói lávakőzetek a többi térségbeli bazaltos kőzethez hasonlóan bazanitós összetételűek, viszont azoknál jóval nagyobb MgO-, Cr- és Ni-tartalommal jellemezhetők: 13,95-14,02 t% MgO, 459-579 ppm Cr és 437-474 ppm Ni (4.5. ábra). Ehhez hasonló teljes kőzet összetételt az egész Pannon-medencéből csak a Füzes-tó salakkúpáról ismerünk (13,77-14,59 t% MgO, 611-674 ppm Cr és 445-493 ppm Ni; Jankovics és mtsi., 2009). E két lelőhelyen tapasztalt szokatlan teljes kőzet összetétel a kőzetekre jellemző rendkívül nagy mennyiségű olivin,

ortopiroxén, klinopiroxén és spinell xenokristály jelenlétével magyarázható (ahogy ezt már Embey-Isztin és mtsi. (1993a, 1993b) is jelezték).



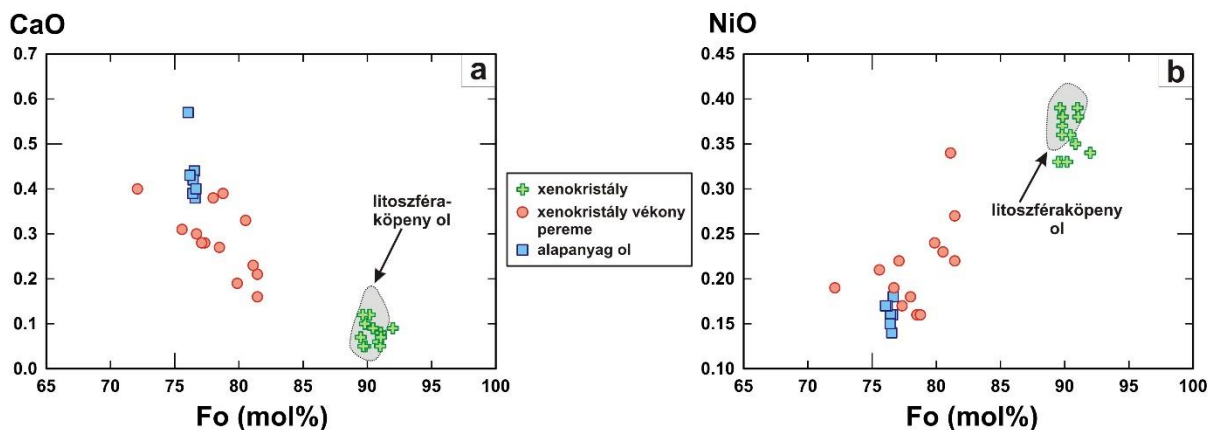
**4.5. ábra:** A Bondoró-hegyi és a füzes-tói alkáli bazaltok teljes kőzet geokémiai összetétele a MgO (t%) - Cr (ppm) és a MgO (t%) - Ni (ppm) diagramokon. A szürke háromszögek a Kárpát-Pannon térség többi alkáli bazaltos kőzetének összetételét jelölik (adatok forrása: Embey-Isztin és mtsi., 1993b).

### 4.3.2. Ásványkémia

#### 4.3.2.1. Olivin

Az olivin kristályok változatos forszterit-tartalommal jellemezhetők. A xenokristályok homogén összetételűek, Fo-tartalmuk 89,5 és 92 mol% között mozog. A BSE képeken megfigyelhető vékony peremük kisebb Fo-tartalmú (72,1-81,4 mol%), amely részben átfed az alapanyag olivinek Fo-tartalmával (76,1-76,7 mol%) (4.6. ábra).

A xenokristályok jellemzően kis CaO- (0,05-0,12 t%) és nagy NiO-tartalmúak (0,33-0,39 t%), peremük viszont gazdagabb CaO-ban (0,16-0,40 t%) és szegényebb NiO-ban (0,16-0,34 t%) (4.6. ábra). A legnagyobb CaO- (0,38-0,57 t%) és legkisebb NiO-tartalommal (0,14-0,18 t%) az alapanyag olivinek jellemezhetők. A xenokristályok összetétele nagyon hasonló azokhoz az olivinekhez, amelyek a Balaton-felvidékről ismert peridotit xenolitokban találhatók (4.6. ábra).



**4.6. ábra:** A Bondoró-hegyi olivinek összetétele a (A) Fo (mol%) - CaO (t%) és a (B) Fo (mol%) - NiO (t%) diagramon. A szürke területek a Balaton-felvidéki bazaltokban található peridotit xenolitok olivinjeinek összetételét jelölik (adatok forrása: Embey-Isztin és mtsi., 2001).

#### 4.3.2.2. Ortopiroxén

Az ortopiroxének csak xenokristályként fordulnak elő. Az ensztatitok közé sorolhatók (az IMA nevezéktani osztályozása szerint; Morimoto és mtsi., 1988; Rock, 1990), Mg-értékük nagy (0,91-0,92;  $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ ),  $Al_2O_3$ -tartalmuk 2,9-3 t%. Összetételük nagyon hasonlít a Balaton-felvidéki bazaltokban található peridotit xenolitok ortopiroxénjeinek összetételéhez (pl. Embey-Isztin és mtsi., 2001).

#### 4.3.2.3. Klinopiroxén

A klinopiroxén kristályok változatos összetétellel jellemezhetők (4.7. ábra), és alapvetően négy különböző típusba sorolhatók: 1.) színtelen xenokristályok (kristálymagok), 2.) zöld xenokristályok (kristálymagok), 3.) megakristályok, 4.) fenokristályok, mikrofenokristályok és alapanyag klinopiroxének.

A xenomorf, visszaoldódott kristálymagokként megjelenő színtelen xenokristályok adott kristályon belül homogének, viszont egymáshoz képest változó összetételt mutatnak. Összetételük alapján króm-diopszidok, nagy Mg-értékkel (0,88-0,92;  $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ ) és  $SiO_2$ -tartalommal (51,2-53,7 t%), valamint változó  $Cr_2O_3$ - (0,28-1,4 t%) és  $Al_2O_3$ -tartalommal (2,8-6,1 t%) jellemezhetők.  $TiO_2$ -tartalmuk ( $\leq 0,48$  t%) és Ti/Al arányuk ( $\leq 0,07$ ) kicsi,  $Al^{VI}/Al^{IV}$  arányuk (0,81-1,3) pedig nagy. Ezeknek a színtelen xenokristályoknak az összetétele jó egyezést mutat a Balaton-felvidéki alkáli bazaltokban előforduló peridotit xenolitok klinopiroxén kristályainak az összetételével (4.7. ábra).

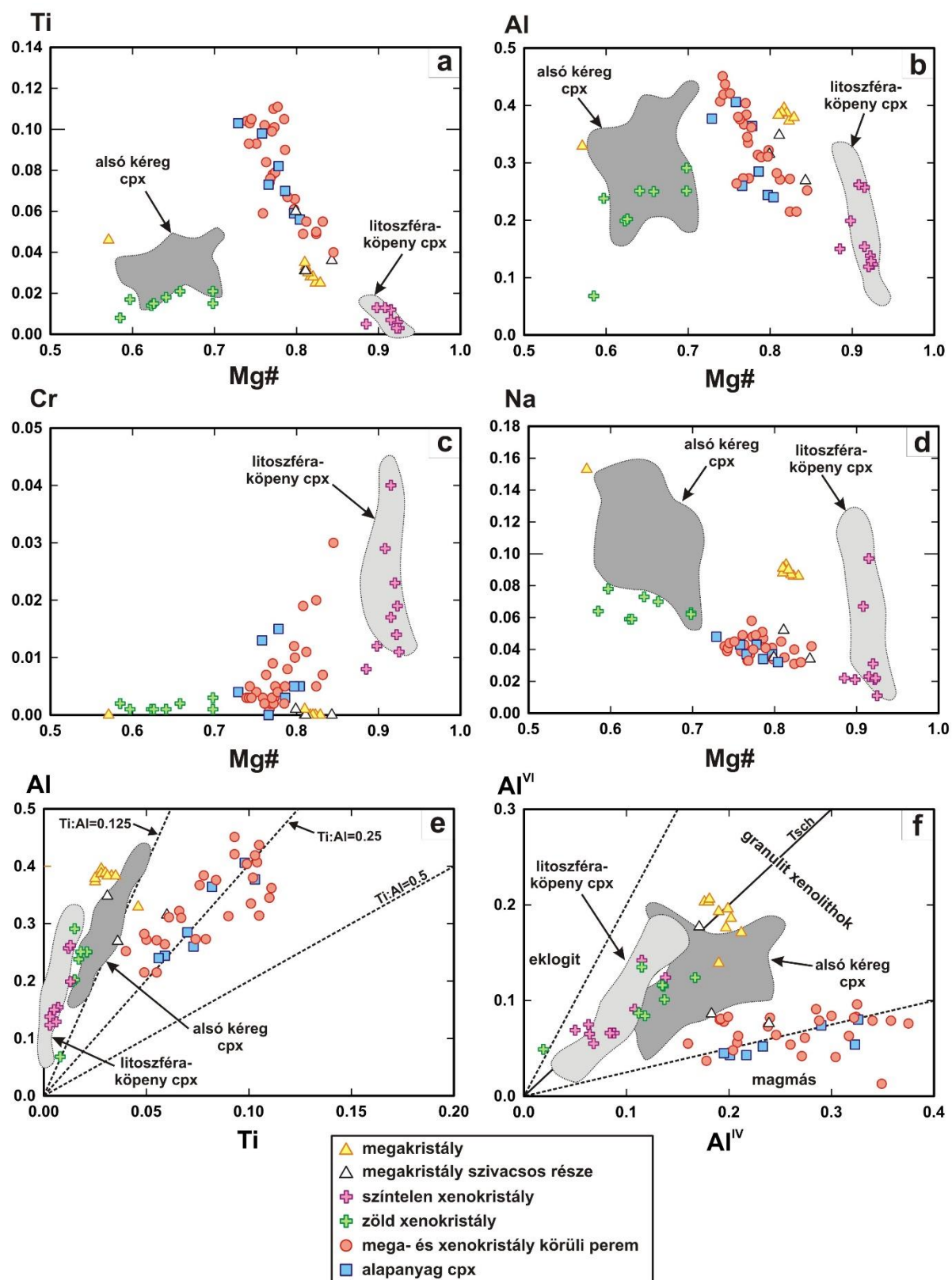


A nem sajátalakú, lekerekített kristálymagokként megjelenő zöld xenokristályok (ferro-diopszidok – augitok) adott kristályon belül homogének és vas-gazdagok (4.7. ábra). Mg-értékük ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{tot}})$ ) 0,59-0,69 közötti, ami kisebb, mint a körülöttük lévő peremé.  $\text{TiO}_2$ - és  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -koncentrációjuk viszonylag kicsi (0,49-0,76 t%  $\text{TiO}_2$  és 4,5-6,6 t%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), a  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  mennyisége pedig a kimutatási határ közelében van (az egyik zöld xenokristály a többitől eltérő összetételt mutat: 0,58 Mg#, 0,28 t%  $\text{TiO}_2$ , 1,5 t%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Ti/Al és  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  arányuk ugyanabban a tartományban mozog, mint a színtelen xenokristályoknak. Ezek a zöld xenokristályok a Balaton-felvidékről ismert alsó kéreg eredetű granulit xenolitokban megjelenő klinopiroxénkéhez mutatnak hasonló összetételt (4.7. ábra).

A színtelen megakristályok (augitok) szűk összetételbeli tartománnyal jellemezhetők (4.7. ábra): Mg-értékük ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{tot}})$ ) 0,81-0,83, a  $\text{TiO}_2$ -tartalmuk 0,91 és 1,3 t% között, az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmuk pedig 8,7 és 9,2 t% között változik. Kicsi a Ti/Al (0,07-0,09) és nagy az  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  arányuk (0,90-1,2). A fenokristályokhoz képest nagyobb  $\text{Na}_2\text{O}$ -koncentráció (1,2-1,3 t%) jellemző rájuk, és nem tartalmaznak  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -ot kimutatható mennyiségben. A megakristályok szivacsos zónáiban mért összetételek eltérnek a homogén részekétől: nagyobb a  $\text{TiO}_2$ - (1,1-2,2 t%), kisebb az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - (6,2-8 t%) és a  $\text{Na}_2\text{O}$ -tartalmuk (0,48-0,73 t%), Mg-értékük viszont azonos (4.7. ábra). A zöld megakristály (ferro-diopszid) a színtelenekhez képest jóval gazdagabb vasban (0,57 Mg#), szegényebb  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ban (7,5 t%) és gazdagabb  $\text{TiO}_2$ -ben (1,6 t%), illetve  $\text{Na}_2\text{O}$ -ben (2,1 t%), továbbá Ti/Al aránya kicsit nagyobb (0,14),  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  aránya pedig hasonló (0,93).

A helyben nőtt (in situ) fenokristályokat a klinopiroxén xenokristályok és megakristályok körüli peremek, valamint az ortopiroxén xenokristályok reakcióperemére növekedett kristályok képviselik. A feno- és mikrofenokristályok, illetve az alapanyagban lévő klinopiroxén mikrolitok a hagyományos piroxén nevezéktan (Deer és mtsi., 1978) szerint titánaugitok, az IMA nevezéktan (Morimoto és mtsi., 1988; Rock, 1990) szerint pedig ferro-diopszidok. Mg-értékük ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{tot}})$ ) 0,73-tól 0,85-ig változik,  $\text{TiO}_2$ -tartalmuk 1,5-3,9 t% és  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmuk 4,9-10,1 t% között mozog. A Ti- és Al-koncentráció pozitív korrelációt mutat (4.7E ábra), és mindkét elem mennyisége növekszik a vas-tartalom növekedésével (4.7A, B ábra). A Mg# csökkenésével együtt növekedő Ti-tartalom a normál frakcionációs trendet tükrözi (pl. Tracy és Robinson, 1977).  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -tartalmuk elérheti az 1 t%-ot, amely azonban nagy mértékben csökken a Mg# csökkenésével párhuzamosan (4.7C ábra). Ti/Al arányuk (0,16-0,34) nagyobb, míg  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  arányuk (0,12-0,48) kisebb az összes többi vizsgált klinopiroxénéhez képest (4.7E, F ábra). Ezek az arányok azt jelzik, hogy viszonylag kis nyomáson képződhettek (pl. Yagi és Onuma 1967; Wass 1979; Dobosi és mtsi., 1991).





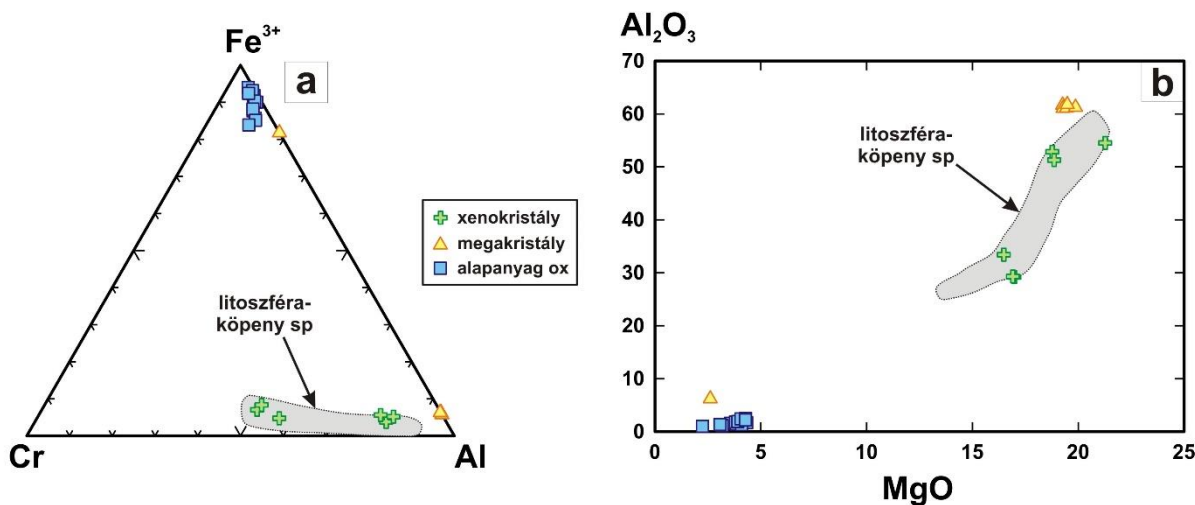
**4.7. ábra:** A Bondoró-hegyi klinopiroxének összetétele a Mg# ( $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ ) - Ti (A), - Al (B) - Cr (C) - Na (D) diagramokon, valamint a Ti - Al (E) és az Al<sup>IV</sup> - Al<sup>VI</sup> diagramon (Aoki és Kushiro, 1968) (Ti, Al=Al<sup>IV</sup>+Al<sup>VI</sup>, Cr és Na: kationszámok). A világosszürke területek a Balaton-felvidéki bazaltokban található peridotit xenolitok klinopiroxénjeinek összetételét jelölik (adatok forrása: Embey-Isztin és mtsi., 2001), a sötétszürke területek pedig az alsó kéreg eredetű mafikus granulit xenolitokban található klinopiroxének összetételét mutatják (adatok forrása: Embey-Isztin és mtsi., 2003).

#### 4.3.2.4. Oxidok

A xenokristályok Mg- és Al-gazdag spinellek, amelyek változatos összetételt mutatnak (4.8. ábra). Mg-értékük ( $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ ) 0,63-0,74 között, Cr-számuk ( $100 \cdot Cr/(Cr+Al)$ ) pedig 12,3-45,8 között mozog ( $Cr_2O_3=11,4-37$  t%,  $Al_2O_3=29,2-54,5$  t%), továbbá jellemzően kicsi a  $TiO_2$ -tartalmuk (0,11-0,37 t%). Ezek a spinell összetételek nagyon jó egyezést mutatnak a Balaton-felvidéki bazaltokban található peridotit xenolitok spinelljeinek összetételével (4.8. ábra).

A sötétzöld színű megakristályok szintén Mg-Al-gazdag spinellek, amelyek Mg-értéke 0,65-0,67, viszont az előzőekhez képest nagyobb  $Al_2O_3$ - (61-61,8 t%) és jóval kisebb  $Cr_2O_3$ -tartalommal ( $\leq 0,15$  t%) jellemezhetők (4.8. ábra). A fekete megakristálynak teljesen más az összetétele: titanomagnetit, 10,4 t%  $TiO_2$ - és 76,6 t%  $FeO^{tot}$ -tartalommal.

Az alapanyag oxidok főként titanomagnetitek, amelyek 17,3-23,5 t%  $TiO_2$ -t és 66,8-72,5 t%  $FeO^{tot}$ -t tartalmaznak. A mátrixban ilmenitek is jelen vannak, amelyekre 49,3-51,3 t%  $TiO_2$ - és 38,8-43,1 t%  $FeO^{tot}$ -tartalom jellemző.



**4.8. ábra:** A Bondoró-hegyi oxidok összetétele a (A) Cr-Al- $Fe^{3+}$  háromszögdiagramon és a (B) MgO -  $Al_2O_3$  diagramon. A szürke területek a Balaton-felvidéki bazaltokban található peridotit xenolitok spinelljeinek összetételét jelölik (adatok forrása: Embey-Isztin és mtsi., 2001).

#### 4.4. Petrogenetikai következtetések

A Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület alkáli bazaltjaiban a fenokristály együttest általában csak olivin  $\pm$  klinopiroxén képviseli (pl. Embey-Isztin és mtsi., 1993b). Gyakran az olivin az egyedüli fenokristály fázis, és a klinopiroxén csak mikrofenokristályként és alapanyag

fázisként jelenik meg (pl. Embey-Isztin és Dobosi, 2007). Ezzel ellentétben a Bondoró-hegy és Füzes-tó salakkúp bazaltja sokkal összetettebb képet mutat: kristálygazdagok, illetve nagy ásványszöveti és -kémiai változékonysággal jellemezhetők, amely a klinopiroxének esetében a legkifejezettebb. A porfíros elegyrészként megjelenő ásványok nagy része nem-egyensúlyi szövettel jellemezhető, vagyis nem a hordozó magmából kristályosodtak, hanem xenokristályok, amelyek a litoszféra különböző mélységeiből származnak. Az alábbi alfejezetekben a bondorói bazalt vizsgálata során tett megfigyeléseket értelmezem, a füzes-tói bazalt esetében levont, hasonló következtetések korábbi tanulmányokban szerepelnek (Jankovics, 2010; Jankovics és mtsi., 2009, 2012).

#### *4.4.1. A kevert ásványegyüttes eredete*

##### *4.4.1.1. Xenokristályok*

Az olivin xenokristályok által mutatott összetétel (4.6. ábra) a földköpeny peridotit közetét alkotó olivinekre jellemző (pl. Boudier és mtsi., 1991; Downes és mtsi., 1992; Szabó és mtsi., 1995; Embey-Isztin és mtsi., 2001; Hirano és mtsi., 2004; Rohrbach és mtsi., 2005), vagyis e xenokristályok litoszféraköpeny-eredetűek. A litoszféraköpeny olivinjeinek átlagos Fo-tartalma 90 mol% (Sato, 1977). A vizsgált olivin xenokristályok nagy része 90 mol% körüli Fo-tartalommal jellemezhető, viszont néhányuk gazdagabb forszteritben, azaz kimerült peridotitokból származhat.

Az ortopiroxén xenokristályok szintén Mg-gazdagok, összetételük megegyezik a litoszféraköpenyben található ortopiroxénekével (pl. Downes és mtsi., 1992; Szabó és mtsi., 1995; Embey-Isztin és mtsi., 2001), amely alapján a vizsgált ortopiroxének is peridotitból származnak. A körülöttük megjelenő reakcióperem (olivin + Si-gazdag közetüveg + klinopiroxén  $\pm$  spinell) általános jellemzője a SiO<sub>2</sub>-telítetlen alkáli olvadékokba belekerülő köpeny-eredetű ortopiroxéneknek. Az ásvány-olvadék reakció során az ortopiroxén inkongruensen olvad, és olivin + Si-gazdag olvadék képződik, amely keveredve a környező alkáli bazaltos olvadékkal létrehoz egy hibrid olvadékot (pl. Arai és Abe, 1995; Shaw, 1999; Shaw és Dingwell, 2008). Ebből a hibrid olvadékból válik ki a reakciókoronát alkotó ásványok nagy része (Shaw és mtsi., 1998), amelyek az ortopiroxén rovására nőnek. A vizsgált ensztatit xenokristályok összetételét összehasonlítva a Bondoró-hegyen ismert peridotit xenolitokban lévő ortopiroxénekével (Embey-Isztin és mtsi., 2001) megállapítható, hogy a xenokristályok közepesen kimerült peridotitból (pl. 2,9-3 t% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 33,4-33,9 t% MgO) származhatnak.

A szintelen klinopiroxén xenokristályok kémiai összetétele (4.7. ábra) a peridotit xenolitokban lévő króm-diopszidokra jellemző (pl. Wass, 1979; Downes és mtsi., 1992; Szabó és mtsi., 1995). E szintelen xenokristályok kis Ti/Al aránya azt jelzi, hogy viszonylag nagy nyomáson képződhettek (pl. Yagi és Onuma, 1967; Wass, 1979; Dobosi és mtsi., 1991). Az olivin és ortopiroxén xenokristályokhoz hasonlóan ezek is az alkáli bazaltos magma által feltépett peridotit fragmentumok szétesése során kerülhettek a magmába. Összetételüket összehasonlítva a Bondoró-hegyről származó peridotit xenolitok klinopiroxénjeinek összetételével (Embey-Isztin és mtsi., 2001), megállapítható, hogy nagy részük közepesen kimerült peridotitot, néhányuk pedig fertilis peridotitot képviselhet (pl. kisebb Mg# és nagyobb  $\text{TiO}_2$ -tartalom).

A zöld klinopiroxén xenokristályok jellemzően gazdagabbak vasban és szegényebbek titánban, mint a fenokristályok (és a mikrofenokristályok + alapanyag klinopiroxének) (4.7. ábra). Kis Ti/Al arányuk alapján viszonylag nagy nyomáson kristályosodhattak (pl. Yagi és Onuma, 1967; Wass, 1979; Dobosi és mtsi., 1991). A szakirodalomban számos magyarázat olvasható az ilyen zöld klinopiroxén kristálymagok eredetét illetően, például: nagy nyomáson képződött komagmás kristályok, vagy fejlett magmából kristályosodtak, vagy lokálisan metasomatizált felső köpeny falkőzetből vagy klinopiroxenitből (felső köpeny legfelső része) származnak (pl. Brooks és Printzlau, 1978; Wass, 1979; Barton és Bergen, 1981; Duda és Schmincke, 1985; Dobosi és Fodor, 1992; Szabó és Bodnar, 1998). A bondorói zöld klinopiroxén xenokristályok nagy részének összetétele nagyon hasonló a Balaton-felvidéki bazaltokból ismert alsó kéreg eredetű mafikus granulit xenolitokban található zöld klinopiroxének összetételéhez (Embey-Isztin és mtsi., 2003) (4.7. ábra). Ennek alapján a vizsgált zöld kristálymagok valószínűsíthetően az alsó kéregből, mafikus granulit falkőzetből származhatnak.

A spinell xenokristályok összetétele (4.8. ábra) jó egyezést mutat a litoszféraköpenyből származó peridotit xenolitokból ismert spinellekével (pl. Downes és mtsi., 1992; Szabó és mtsi., 1995; Embey-Isztin és mtsi., 2001), amely alapján e xenokristályok is litoszféraköpeny-eredetűek. Összetételüket összehasonlítva a Bondoró-hegyről ismert peridotit xenolitokban található spinellek összetételével (Embey-Isztin és mtsi., 2001), megállapítható, hogy a vizsgált spinell xenokristályok egy része fertilis peridotitból (pl. kisebb Cr#, nagyobb  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom), másik része pedig közepesen kimerült peridotitból származhat.

Összegezve elmondható, hogy az olivin, szintelen klinopiroxén, ortopiroxén és spinell xenokristályok a szubkontinentális litoszféraköpeny különböző kimerültségű (és mélységű) részeiből származnak, és a bekebelezett peridotit fragmentumok szétesése révén kerültek a

hordozó alkáli bazaltos magmába. Ez összhangban van azzal, amit korábban megfigyeltek a bondorói peridotit xenolitok vizsgálata során: a peridotitok változatos szövetet mutatnak, és különböző egyensúlyi hőmérsékleti értékekkel jellemezhetők (Embey-Isztin és mtsi., 2001). A bazaltos magmába került xenokristályok (miután reakcióba léptek az olvadékkal) nukleációs felszínként szolgáltak a fenokristály fázisok képződésekor, amelyek ezt követően kristályperemek formájában zárták el a xenokristályokat a bazaltos olvadéktól.

#### 4.4.1.2. Megakristályok

Az alkáli bazaltokban előforduló klinopiroxén megakristályok eredetével kapcsolatban két értelmezés jelenik meg a szakirodalomban: nagy nyomáson képződött likvidusz-közei fázisok, amelyek az őket hordozó magmából kristályosodtak (pl. Binns és mtsi., 1970; Ellis, 1976; Irving és Frey 1984) vagy nagy nyomáson kristályosodott piroxenit erekből származó fragmentumokat képviselnek (pl. Richter és Carmichael, 1993; Shaw és Eyzaguirre, 2000). A bondorói szintelen klinopiroxén megakristályok viszonylag nagy Mg-értéke, kis Ti/Al aránya és nagy  $Al^{VI}/Al^{IV}$  aránya (4.7. ábra) azt jelzi, hogy a hordozó magmával komagmásak és nagy nyomáson kristályosodtak, azonban lekerekített, visszaoldódott alakjuk és a jellemző szivacsos zónák jelenléte arra utal, hogy ezek a kristályok nem voltak egyensúlyban a hordozó magmával. A Balaton-felvidéken korábban vizsgált megakristályokból (amelyek az itt bemutatott bondorói klinopiroxén megakristályokkal megegyező összetételűek) és a hordozó alkáli bazaltokból rendelkezésre álló izotóp geokémiai adatok (Embey-Isztin és mtsi., 1993a, b; Dobosi és mtsi., 2003) a klinopiroxén megakristályok idegen eredetét támogatják, mivel Sr- és Nd-izotóparányaik jelentősen különböznek a hordozó bazaltokétól, ezzel szemben viszont a nyomelem összetételek komagmás eredetet tükröznek. Mindezek alapján a Dobosi és mtsi. (2003) tanulmányhoz hasonlóan arra a következtetésre jutottam, hogy e klinopiroxén megakristályok olyan pegmatitos erekből származhatnak, amelyek a hordozó bazalthoz hasonló, korábbi alkáli bazaltos magmákból kristályosodhattak. Ezek a magmák eltérő radiogén izotóparányokkal, de hasonló fő- és nyomelem-tartalommal jellemezhetők, mint a megakristályokat hordozó bazalt, és piroxenit-erek formájában kristályosodhattak ki a felső köpenyben. Ezt a feltételezést alátámasztják a térségben előkerült piroxenit/peridotit összetett xenolitok (Embey-Isztin és mtsi., 1989, 1990). A korábban kikristályosodott durvaszemcsés piroxenit ereket később áttörték a felszín felé áramló újabb alkáli bazaltos magmák (mint pl. a bondorói bazaltos magma), és fragmentumokat, illetve azok szétesése révén önálló megakristályokat hoztak belőlük a felszínre. A magmafeláramlás során a megakristályok

visszaoldódtak és részben megolvadtak, amelynek következtében szivacsos zónák alakultak ki a kristályok külső részén és a repedések mentén (részben felszivacsosodtak).

Néhány klinopiroxén megakristály spinelleket is tartalmaz zárványként, amelyeknek a spinell megakristályokéhoz hasonló az összetétele. Ez arra utal, hogy a spinell megakristályoknak a klinopiroxén megakristályokéhoz hasonló lehet az eredete. A vas-gazdag zöld klinopiroxén megakristály és a titanomagnetit megakristály pedig valószínűsíthetően differenciált magmát képviselnek.

#### 4.4.1.3. Fenokristályok

A bondorói alkáli bazaltban a fenokristály *s.s.* fázisokat, vagyis a bazaltos magmában *in situ* növekedett kristályokat főként a xenokristályokra és megakristályokra ránövekedett kristályperemek (Fo-szegény olivin, szektor zónás klinopiroxén, Ti-magnetit; 4.4. ábra) képviselik, illetve kisebb mennyiségben (és általában kisebb méretben) önálló ásványokként is jelen vannak. Ezek a fenokristály (és mikrofenokristály) *s.s.* fázisok (olivin, klinopiroxén, Fe-Ti-oxidok) a többi Balaton-felvidéki alkáli bazaltban található fenokristályokéhoz hasonló kémiai összetétellel jellemezhetők.

#### 4.4.2. A teljes kőzet geokémiai összetételek értékelése

A részletes ásványszöveti és -kémiai vizsgálatok alapján a Bondoró-hegyi alkáli bazalt (a füzes-tói bazalthoz hasonlóan) változatos megjelenésű, összetételű és eredetű ásványok együttesét tartalmazza, vagyis teljes kőzet összetétele nem az eredeti magmaösszetételt képviseli, hanem különböző eredetű kristályok keverékének az eredménye. Ebből következik, hogy az egyéb Balaton-felvidéki bazaltok összetételéhez képest eltérő teljes kőzet összetétel (jóval nagyobb Mg-, Ni- és Cr-tartalom; 4.5. ábra) nem különböző köpenyforrással vagy eltérő mértékű részleges olvadással magyarázható, hanem azzal, hogy a bazaltos magma rendkívül nagy mennyiségű fragmentumot és xenokristályt kebelezett be elsősorban a litoszféraköpenyből, illetve az alsó kéregből, amelyek módosították a magma eredeti összetételét.

#### 4.5. Magmafeláramlási sebesség

A monogenetikus vulkáni területeken, ahol a bazaltos magmák kevés figyelmeztető előjelet adnak kitörésük előtt, a vulkáni veszély-előrejelzésben alapvető fontosságú, hogy megpróbáljuk megbecsülni a magmák feláramlási sebességét. A Bondoró-hegyi és füzes-tói kristálygazdag alkáli bazaltok jó lehetőséget nyújtanak arra, hogy több különféle, egymástól független módszerrel becsüljük meg a magmafeláramlási sebességet. Az egyes becslési módszereknél használt paramétereket és a kapott eredményeket a mellékletben található 1.6. táblázat foglalja össze.

##### 4.5.1. Becslési módszerek és eredmények

###### 1. módszer: fluidummal kitöltött repedés terjedésének sebessége (modellezés):

Ezzel a módszerrel először általános becslést adtam az alkáli bazaltos magmák feláramlási sebességére, amelynek során a Mattsson (2012) által említett magmákra alkalmazott módszert követtem. A Sparks és mtsi. (2006) tanulmányban szereplő 8-as számú egyenletet használtam, amely fluidummal kitöltött repedés terjedésén (turbulens körülmények között) alapul, és azt feltételezi, hogy a magma dájkokban való feláramlását főként a felhajtóerő vezérli (Lister és Kerr, 1991). Az egyenlet tartalmazza a táplálódájk felszélességét ( $w$ ) és a magma és a falközet közötti sűrűségkülönbséget ( $\Delta\rho$ ). Sparks és mtsi. (2006) szerint egy 1 m-es dájkszélesség ( $2w$ ) összemérhető a kimberlites és bazaltos dájkok szélességével. Továbbá Valentine és Krogh (2006) szerint a kisméretű alkáli bazaltos vulkáni központok alatt összetett szill- és dájkrendszerek lehetnek jelen, amelyek változatos dájkszélességekkel jellemezhetők: fő dájkok (3-9 m) és az ezekkel párhuzamos kisebb telérek (néhány deciméter-1,2 m). A számításoknál figyelembe kell venni, hogy nem ismerjük pontosan az alkáli bazaltos magma sűrűségét (amely függ az oldott illótartalomtól), és a falközetek sűrűsége változhat a magmafeláramlási útvonal mentén. Ezért különböző sűrűségkülönbségekkel számoltam, és megnéztem, hogy ez miként befolyásolja a kapott feláramlási sebességértékeket, továbbá azt is vizsgáltam, hogy milyen hatással van az eredményre a különböző dájkszélességek alkalmazása. Ezek alapján három különböző sűrűségkülönbséget (100, 200 és 300 kg/m<sup>3</sup>) és dájkszélességet (0,5, 1 és 1,5 m) használtam (4.9A ábra). Az egyenletben 5,5 Pa s értéket adtam meg a magma viszkozitásaként, és 2800 kg/m<sup>3</sup>-t a magma sűrűségéként.

A számolások eredményeként 3,9-15,9 m/s közötti feláramlási sebességeket kaptam, amelyek - adott dájkszélesség és magma-falközet sűrűségkülönbség mellett - kisebb értékek, mint amit a melilitok (Mattsson, 2012) és kimberlitok (Sparks és mtsi., 2006) esetében közöltek.

E módszer alapján, a Bondoró-hegy salakkúpján észlelt dajk szélességét figyelembe véve ( $0,625 \pm 0,055$  m; 4.1B ábra) 4,4-9,2 m/s közötti felemelkedési sebességértékek adódtak (4.9A ábra).

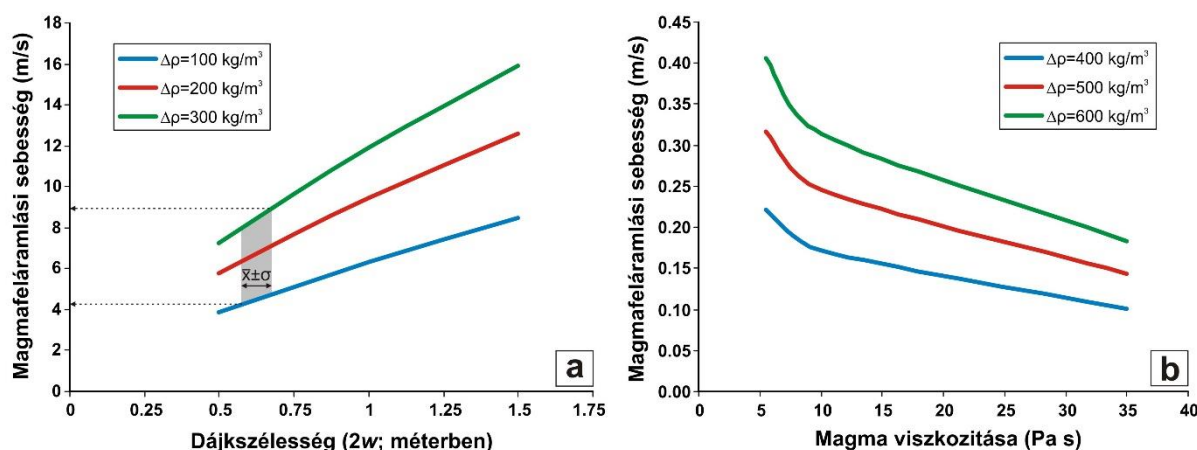
## 2. módszer: xenolit ülepedési sebesség (modellezés):

Sparks és mtsi. (1977) szerint a xenolitok gyakori jelenléte az alkáli bazaltokban nem azzal magyarázható, hogy a többi bazaltos magmához képest nagyobb a feláramlási sebességük, hanem azzal, hogy nagyobb a rugalmassági küszöb (vagy folyáshatár = „yield strength”) értékük, emiatt több szilárd fázist képesek magukban tartani. Spera (1984) nem értett egyet ezzel a nézettel, hanem amellett érvelt, hogy az alkáli bazaltokban előforduló ultramafikus xenolitok viszonylag nagy magmafelemelkedési sebességre utalnak. Xenolit ülepedési sebességeket számolt (figyelembe véve a magma reológiai viselkedését), ami megadja a magmafeláramlási sebesség minimum becslését, és 0,1-5 m/s sebességértékeket közölt a spinell-peridotit tartalmú alkáli bazaltokat illetően (Spera, 1984). Klügel (1998) arra a következtetésre jutott, hogy a köpenyxenolitok jelenléte nem feltétlenül jelzi a hordozó magma közvetlen gyors feláramlását, vagyis nem zárja ki az esetleges kéregbeli magmatározók jelenlétét. Azonban egyetértett Sperával (1984), hogy a magmafeláramlási sebességnek meg kell haladnia a legnagyobb méretű és sűrűségű xenolitok ülepedési sebességét mindegyik feláramlási szakaszban.

A számoláshoz a Spera (1984)-féle tanulmányban szereplő 1-es számú egyenletet használtam. A Bondoró-hegy és Füzes-tó salakkúp esetében a legnagyobb talált peridotit xenolit 20 cm átmérőjű. Az egyenlet alkalmazásához ismernünk kell a magma viszkozitását ( $\eta$ ) és a xenolit és olvadék sűrűsége közötti különbséget ( $\Delta\rho$ ). Az alkáli bazaltos magmák viszkozitása ~10 és 550 poise (1-55 Pa s) között mozog a hőmérséklettől függően (pl. Best, 2003). Megvizsgáltam, hogy miként változik a kapott feláramlási sebességérték, ha változtatom a viszkozitás értékét (a bazaltos magma viszkozitása változik a magmafejlődés során a kristályosodás, a kigázosodás, buboréknövekedés következtében), illetve a sűrűségkülönbséget (a vizsgált bazaltok különféle xenolitokat tartalmaznak, amelyeknek különböző a sűrűsége). Figyelembe véve az alkáli bazaltos magmák sűrűségét ( $2800 \text{ kg/m}^3$ ) és a xenolitok sűrűségét, három különböző  $\Delta\rho$  (400, 500 és  $600 \text{ kg/m}^3$ ) és  $\eta$  értékkel (5,5, 10 és 35 Pa s) számoltam (4.9B ábra). Végeredményként 0,10-0,40 m/s xenolit ülepedési sebességet kaptam, amely minimum



magmafeláramlási sebességnek feleltethető meg. A 4.9B ábrán látható, hogy az említett paraméterek változtatása okoz némi különbséget a feláramlási sebességben, de a kapott értékek nagyságrendjüket tekintve megegyeznek.



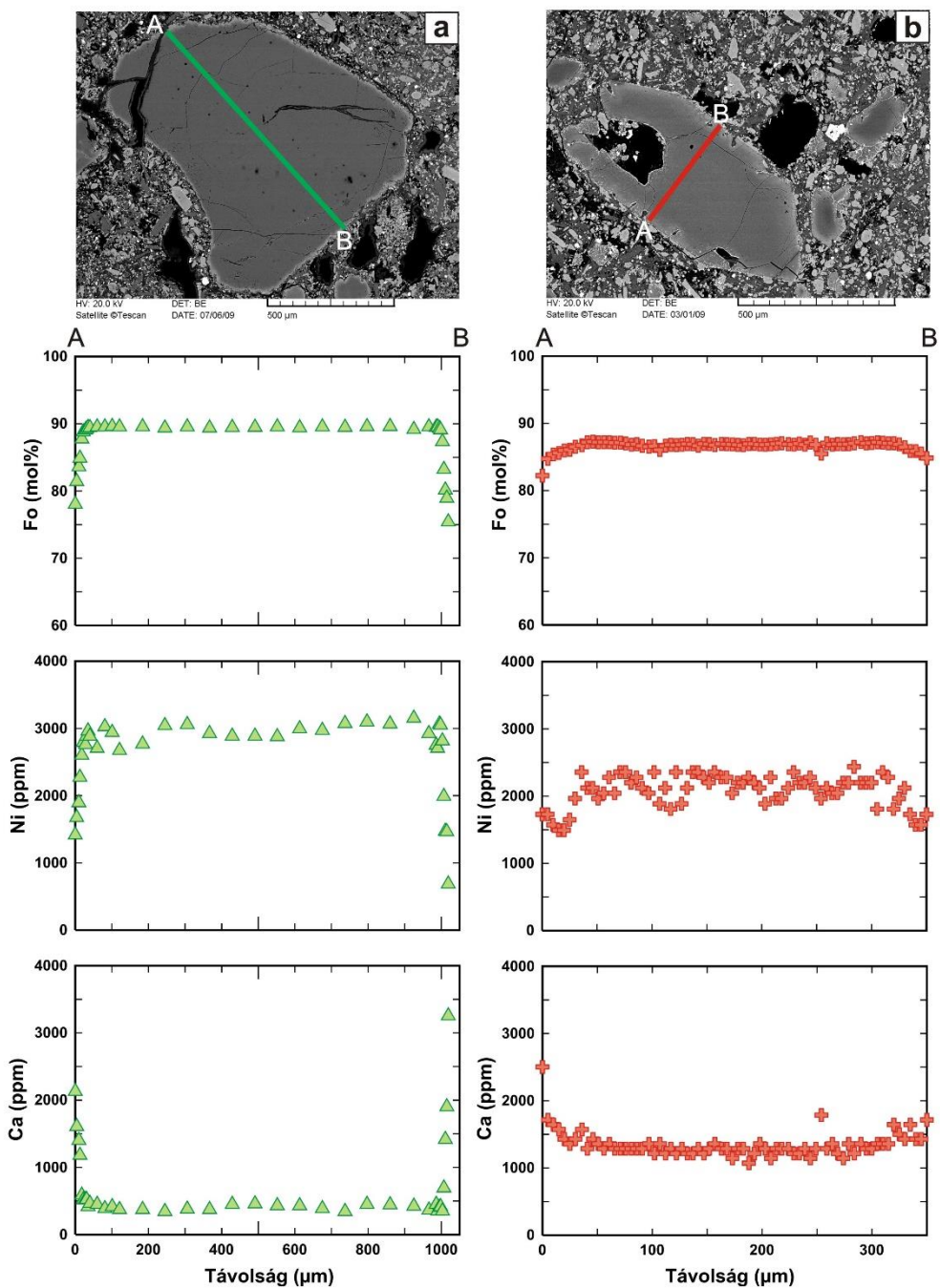
**4.9. ábra:** Magmafeláramlási sebesség számolások az (A) 1. és a (B) 2. módszerrel. A: a változó sűrűségkülönbség és dájkszélesség hatása a feláramlási sebességre, a szürke terület a Bondoró-hegyi dájka átlagos vastagságát jelzi; B: a változó sűrűségkülönbség és magnaviskozitás hatása a feláramlási sebességre.

### 3. módszer: olivin xenokristályok tartózkodási ideje bazaltos magmában:

A magmás kőzetekben található kristályok kémiai profiljaiból (vonalelemzések) történő időbecslések a következőn alapulnak: amikor a magma bekebelez egy idegen eredetű kristályt, diffúzió indul meg az ásvány és az olvadék között, hogy a köztük lévő jelentős összetételbeli különbség kiegyenlítődjön. Ezt a diffúziót visszaoldódás és/vagy kristályosodás is kísérheti. A növekedéssel/visszaoldódással egyidejű diffúzió egy „mozgó határ problémát” okoz, így külön-külön e folyamatok hatását nehéz megállapítani, ami hatással van a diffúziós modellszámítás eredményére (Costa és mtsi., 2008). Az egyensúlyi körülmények között kristályosodó olivin fenokristály magok nem mutatnak Fo-tartalombeli zónásságot. Viszont a csökkenő Mg-tartalommal és hőmérséklettel egy egyenletesen görbe profiljuk lesz (Maaloe és Hansen, 1982; Larsen és Pedersen, 2000). Hasonló az eset a magmába bekerülő xenokristályoknál is. Ha az olvadék és a kristály között egyensúly van a bekebelezéskor, akkor egy egyszerű ránövekedés történik. Nem-egyensúlyi viszonyok között, amikor az olvadéknak túl kicsi a Mg-tartalma, akkor Fe-Mg kicserélődés zajlik a magma és a xenokristály között (pl. Zhang, 2005), majd miután egyensúlyba kerültek, egy perem növekszik a kristályra. Larsen és Pedersen (2000) szerint a Fe-Mg kicserélődés módosíthatja az olvinek Fo-tartalmát egy egyszerű kristályosodás után is, vagyis a görbe Fo-profilok ki fognak egyenesedni a kristályperemeknél.

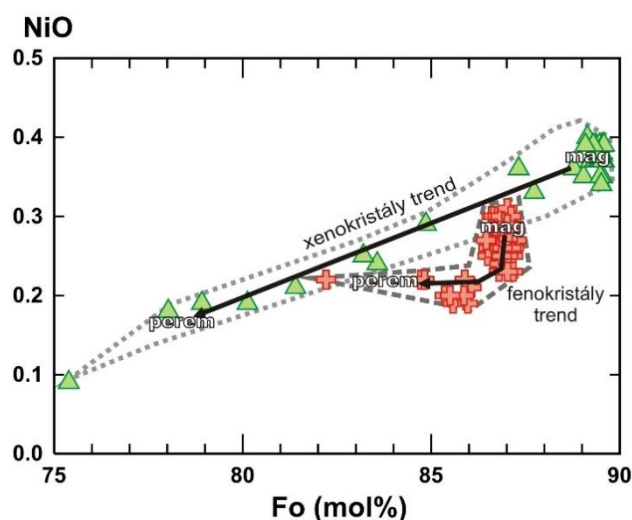
A kristálynövekedés és Fe-Mg kicserélődés együtt járhat a nyomelemek (mint a Ca és a Ni) diffúziójával. Costa és mtsi. (2008) szerint a numerikus modellezéseken kívül egy egyszerű módszerrel felismerhető az egyidejű diffúzió és kristálynövekedés olivin esetében: a kristálynövekedés nem-lineáris kapcsolatot okoz a Fo- és NiO-tartalom között, ezzel szemben a diffúzió következtében lineáris lesz a Fo-NiO trend. Jurewicz és Watson (1988b) munkája alapján Lasaga (1998) létrehozott egy egy-dimenziós modellt a Ca olivinbe történő diffúziójára:  $T_{1/2} = (X_{1/2})^2 / 2D$ , ahol  $T_{1/2}$  azt az időt jelenti, ami szükséges az olivinben a Ca egyensúlyi koncentráció felének eléréséhez,  $X_{1/2}$  pedig e pont és a kristályperem közti távolság. A Ca diffúziós együtthatója ( $D$ ) olivinben  $3,18 \cdot 10^{-12}$  cm<sup>2</sup>/s 1200 °C hőmérsékleten és  $10^{-8}$  Pa oxigénfugacitáson. A Ca diffúziója az olivin orientációjától csak kismértékben függ (Lasaga, 1998; Costa és Dungan, 2005).

A fenokristály (s.s.) és xenokristály olivinek vonalelemzéséhez nem a bondorói lávaközeteket, hanem a füzes-tói bazaltbombákat használtam, mivel utóbbiak a kitörést követően gyorsan megszilárdultak, így a diffúzió mértéke minimális (ellentétben a lassan hűlő lávafolyásokkal). Az olivin xenokristályok esetében a kristály 20-50 µm vastagságú peremi részében ~5 µm-es lépésközzel mértem az összetételt, míg a belsejében a mért pontok közötti távolság 20-50 µm. Az olivin fenokristályok (s.s.) esetében a teljes profil 5 µm-es méréstávolsággal készült. A profilokat a kristályok teljes szélétben/hosszában (peremtől peremig) mértem, e profilok mindegyike közel szimmetrikus, de alakjuk eltérő (4.10. ábra). A xenokristályokból mért profilok esetében egy jól meghatározott belső plató jellemző, amelyet a vékony kristályperemekben egy éles összetételbeli váltás követ (4.10A ábra). A platót képviselő belső rész <500 ppm kalciumot, ~3000 ppm nikkelt és ~90 mol% forsteritet tartalmaz. A peremekhez érve hirtelen változik meg az összetétel: a Ca >3000 ppm-re nő, míg a Ni <1000 ppm-re és a Fo 75 mol%-ra csökken. A fenokristály s.s. olivinekből mért profilok pajzs-szerű alakot mutatnak, amely azt jelzi, hogy a kristály belsejétől a pereme felé haladva fokozatosan változik a kémiai összetétel (4.10B ábra). A xenokristályokhoz képest a fenokristályok belső részében jóval nagyobb a Ca-tartalom (~1250 ppm), illetve kisebb a Ni- (~2000-2500 ppm) és a Fo-tartalom (~87 mol%).



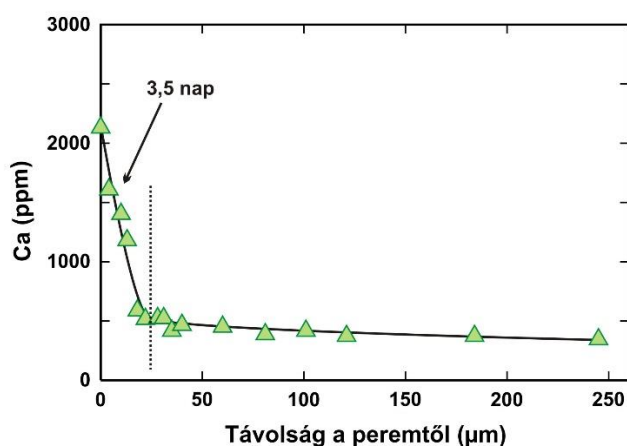
**4.10. ábra:** Olivin xenokristály (A) és fenokristály s.s. (B) Fo-, Ca- és Ni-profilja. A vonalelemzések helyét az A és B pontok közötti vonal mutatja mindkét BSE képen.

Az olivin fenokristályok és xenokristályok jól elkülöníthetők a Fo-NiO diagramon is (4.11. ábra): a xenokristályok lineáris mag-perem trendet mutatnak, míg a fenokristályok esetében görbült trend figyelhető meg. Costa és mtsi. (2008) tanulmánya alapján, előbbi esetében főként a diffúzió, utóbbi esetében pedig a növekedés vezérelte a mag-perem zónásság kialakulását.



**4.11. ábra:** A Fo (mol%) és a NiO (t%) kapcsolata a 4.10. ábrán bemutatott olivin xenokristály és fenokristály (s.s.) vonalelemzésének összetételi pontjaiból, amely különböző mag-perem trendet mutat.

Az olivin xenokristályok profilja és Fo-NiO kapcsolata alapján (4.10A és 4.11. ábrák) arra lehet következtetni, hogy miután e kristályok bekerültek a bazaltos magmába, diffúzió indult meg (az egyensúlyba kerülés érdekében) az ásvány és az olvadék között, illetve peremükre olivin ránövekedés is történt a magmából. A 4.12. ábra a 4.10A ábrán bemutatott olivin xenokristály Ca-profiljának egy részét mutatja, amelyen megfigyelhető, hogy a peremben (a kristály szélétől ~22  $\mu\text{m}$  távolságban) hirtelen megugrik, és 2130 ppm-ig nő a Ca-tartalom. Ez a hirtelen, nagymértékű Ca-tartalom növekedés a bazaltos magmába való bekerüléshez köthető, vagyis ebből kaptam meg (a Lasaga (1998)-féle egyenlettel számolva) a kristálynak a magmában eltöltött tartózkodási idejét (a bekebelezéstől a vulkánkitörésig): a több xenokristály esetében kiszámolt tartózkodási idők átlaga 3,6 nap (86,4 óra) (melléklet, 1.7. táblázat). Ez 0,19 m/s magmafeláramlási sebességet jelent, ha például 60 km mélységből származtatjuk az olivin xenokristályokat.



**4.12. ábra:** A 4.10A ábrán látható olivin xenokristály Ca-profiljának részlete: a peremben észlelt nagymértékű Ca-tartalom növekedésből kapott tartózkodási idő: 3,5 nap.

#### 4. módszer: ortopiroxén xenokristályok visszaoldódási ideje:

Az alkáli bazaltos magma és az ortopiroxén közötti kölcsönhatás egy dinamikus nem-egyensúlyi folyamat, amely többek között az ortopiroxén összetételétől, valamint a telítetlen olvadék utánpótlásának mértékétől függ (Daines és Kohlstedt, 1994). A reakciózóna egy olvadék-keveredési zónaként is értelmezhető, ahol az ortopiroxén inkongruens olvadásából származó Si-gazdag másodlagos olvadék keveredik a környező Si-szegényebb alkáli bazaltos olvadékkal (Arai és Abe, 1995). Az ortopiroxén inkongruens olvadása révén keletkező olivin mennyisége kb. 5-6% a reakcióperemben (Bowen és Anderson, 1914). Ennél viszont jóval nagyobb mennyiségben fordul elő az olivin, amelynek nagy része az ortopiroxén bomlásából származó Si-gazdag olvadék és a bazanitos olvadék keveredésével létrejött hibrid olvadékból kristályosodhat (Shaw és mtsi., 1998). A reakcióperemben jelen lévő klinopiroxén nem keletkezhet az ortopiroxén inkongruens olvadása során, hanem a képződéséhez szükséges komponensek a bazanitos olvadékból diffundálnak a reakciózónába (Shaw és mtsi., 1998). Shaw (1999) kísérleti közettani eredményei alapján az ortopiroxén oldódása, vagyis a reakciószegély kialakulása függ az időtől és a nyomástól. Kísérletei során 0,4, 1 és 2 GPa nyomáson határozta meg a visszaoldódási sebességeket vízmentes olvadék esetén. Az eredmények azt mutatják, hogy 1 és 2 GPa nyomásokon sokkal gyorsabb az ortopiroxén visszaoldódása, mint 0,4 GPa-on, amely összhangban van a korábbi, növekvő nyomás mellett növekvő oldódási sebességet mutató megfigyelésekkel (Brearley és Scarfe 1986). A reakcióperem vastagsága és az idő közötti kapcsolat kifejezhető az alábbi összefüggéssel:  $y = ax^b$ , ahol  $y$ =reakcióperem-vastagság,  $x$ =idő,  $a$  és  $b$  pedig a különböző nyomásértékekre jellemző együtthatók. Az  $a$  és  $b$  együtthatók a Shaw (1999)-féle tanulmányban közölt kísérleti adatok segítségével fejezhetők ki a fenti egyenletből. Ezután a reakcióidők az ortopiroxének körüli reakcióperem-vastagságokból határozhatók meg, és azt a minimum időt jelentik, amelyet a kristály a magmában töltött. A reakcióperemnek valószínűleg a magma feláramlása közben kell kialakulnia, amikor az olvadék még reakcióképes. Adott xenokristály esetében a reakcióperem vastagsága közel állandó (intra-kristály vastagság), viszont a xenokristályok egymáshoz képest változatos reakcióperem-vastagsággal (inter-kristály vastagság) jellemezhetők, ez arra utal, hogy az ortopiroxén kristályok különböző időben/mélységekben kerülhettek a bazaltos magmába. A Bondoró-hegyi és füzes-tói bazaltokban számos ortopiroxén xenokristály reakcióperemének vastagságát megmértem: adott reakcióperem esetében több vastagságmérést végeztem, majd ezeket átlagoltam, az így kapott vastagságok 0,05-0,48 mm között mozognak. A reakciószegélyek körül gyakori a klinopiroxén fenokristály ránövekedés, ami szintén azt jelzi, hogy az ortopiroxén-olvadék reakció jóval a kitöréseket megelőzően

befejeződött. Fontos hangsúlyozni, hogy az ortopiroxén visszaoldódásának sebessége nagymértékben függ az uralkodó körülményektől, főleg a nyomástól. Ebből az következik, hogy a magma feláramlása közben valószínűleg változik a reakciósebesség, tehát a végeredményként látott reakcióperem-vastagságok egy nettó reakcióidőt képviselnek.

A számolások alapján a megfigyelt legvastagabb (0,48 mm) reakcióperem 86-426 perc (1,4-7,1 óra) alatt képződhetett, ami az ortopiroxén és a bazaltos magma közötti kölcsönhatás időtartamát jelenti, vagyis ez az a minimum idő, amit a magma a táplálórendszerben töltött. Ez 2,4-11,6 m/s magmafeláramlási sebességnek feleltethető meg, ha ismét 60 km hosszú feláramlási utat veszünk példaként.

Összességében az tapasztalható, hogy a magma felemelkedésének sebességét számos tényező befolyásolja, és a különféle módszerek eredményeként igen különböző magmafeláramlási sebességértékeket kaptam. A minimum felemelkedési sebességek 0,10-0,19 m/s, amelyek a 2. és a 3. módszer eredményeként adódtak, a maximum feláramlási sebességek pedig az 1. és a 4. módszerből származó 9,2-11,6 m/s értékek. Ezek az eredmények azt mutatják, hogy a Bondoró-hegyi és a füzes-tói kristálygazdag bazaltos magmák néhány napon (esetleg akár néhány órán) belül elérhették a felszínt.

#### *4.5.2. Összehasonlítás egyéb bazaltokkal a Kárpát-Pannon térségben*

A Kárpát-Pannon térség alkáli bazalt vulkáni területein belül már több vulkáni központ esetében is becsültek magmafelemelkedési időket: két kitörési centrumon a Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Területen (Dégi és mtsi., 2009), számos lelőhelyen a Nógrád-Gömör Vulkáni Területen (Szabó és Bodnar, 1996) és két központon a Persányi Vulkáni Területen (Harangi és mtsi., 2013). Fontos megjegyezni, hogy az általuk vizsgált alkáli bazaltok sokkal kevesebb litoszféraköpeny-eredetű xenolitot és xenokristályt tartalmaznak, mint a Bondoró-hegy és a Füzes-tó salakkúp bazaltja. Dégi és mtsi. (2009) az alsó kéreg eredetű mafikus granulitokban található Fe-Ti-oxidokat vizsgálták, és modellezték a diffúzió-vezérelte összetételbeli változásukat. A diffúziós profilok alapján 9-20 órára becsülték a granulit xenolit és a hordozó bazaltos magma közötti kölcsönhatás időtartamát. Ez az időintervallum egy minimum feláramlási időt ad, amely csak a kéregre alkalmazható, viszont a litoszféra mélyebb részeire vonatkozóan nem ad információt. A Nógrád-Gömör Vulkáni Területen Szabó és Bodnar (1996) a felső köpeny xenolitok magmában eltöltött idejére vonatkozóan 37,5 órát közöltek (a bazaltos

magma reológiai tulajdonságai alapján), valamint vizsgáltak litoszféraköpeny-eredetű spinell xenokristályt is, amelynek tartózkodási idejét illetően 18 órát kaptak a kristály vas-gazdag peremének vastagsága alapján. Harangi és mtsi. (2013) litoszféraköpeny-eredetű olivin xenokristályok Ca-profilját elemezték (a dolgozatomban bemutatott 3. módszer szerint), és számításuk alapján a xenokristályok tartózkodási ideje a hordozó bazaltos magmában 3,6-4,8 nap lehetett, ami nagyon hasonló az általam ugyanezen módszerrel számolt eredményhez. Az említett három tanulmányban közölt becslési eredmények közel állnak az általam kapott értékekhez, de a Dégi és mtsi. (2009)-féle esetben a magma feláramlási ideje jóval nagyobb lehetett.

Következésképpen megállapítható, hogy annak ellenére, hogy a bondorói és füzes-tói alkáli bazaltok rendkívül gazdagok xenolitokban és xenokristályokban, a becsült magmafeláramlási sebességükben/idejükben nem tapasztalható jelentős eltérés a többi Kárpát-Pannon térségi alkáli bazalthoz képest (a jelenleg rendelkezésre álló becslések alapján). Ez a megfigyelés nincs összhangban azzal az általános nézettel, miszerint az ultramafikus xenolitokban gazdag bazaltos magmák gyorsabban érik el a felszínt, mint a xenolitokban szegény bazaltok. A vizsgált alkáli bazaltokban jellemző rendkívül nagy mennyiségű felső köpeny és alsó kéreg eredetű xenolit (és xenokristály) megjelenésének oka így valószínűleg nem e magmák eltérő (nagyobb) feláramlási sebességével, hanem esetleg a litoszféraköpeny és az alsó kéreg fizikai állapotával vagy lokális tektonikai eseményekkel vagy e bazaltos magmák eltérő illótartalmával magyarázható.

A Kárpát-Pannon térségen túl az általam kapott magmafeláramlási sebességeket összehasonlítottam a kanári-szigeteki El Hierro 2011-2012-es víz alatti vulkáni működése során észlelt földrengésadatokból becsült magmafelemelkedési sebességgel is. Az El Hierro esetében kapott 0,13 m/s sebességérték (Martí és mtsi., 2013a) jó egyezést mutat azzal a feláramlási sebességértékkel, amelyet az olivin xenokristályok tartózkodási idejéből becsültem.

#### **4.6. A bazaltos magmák feláramlási története**

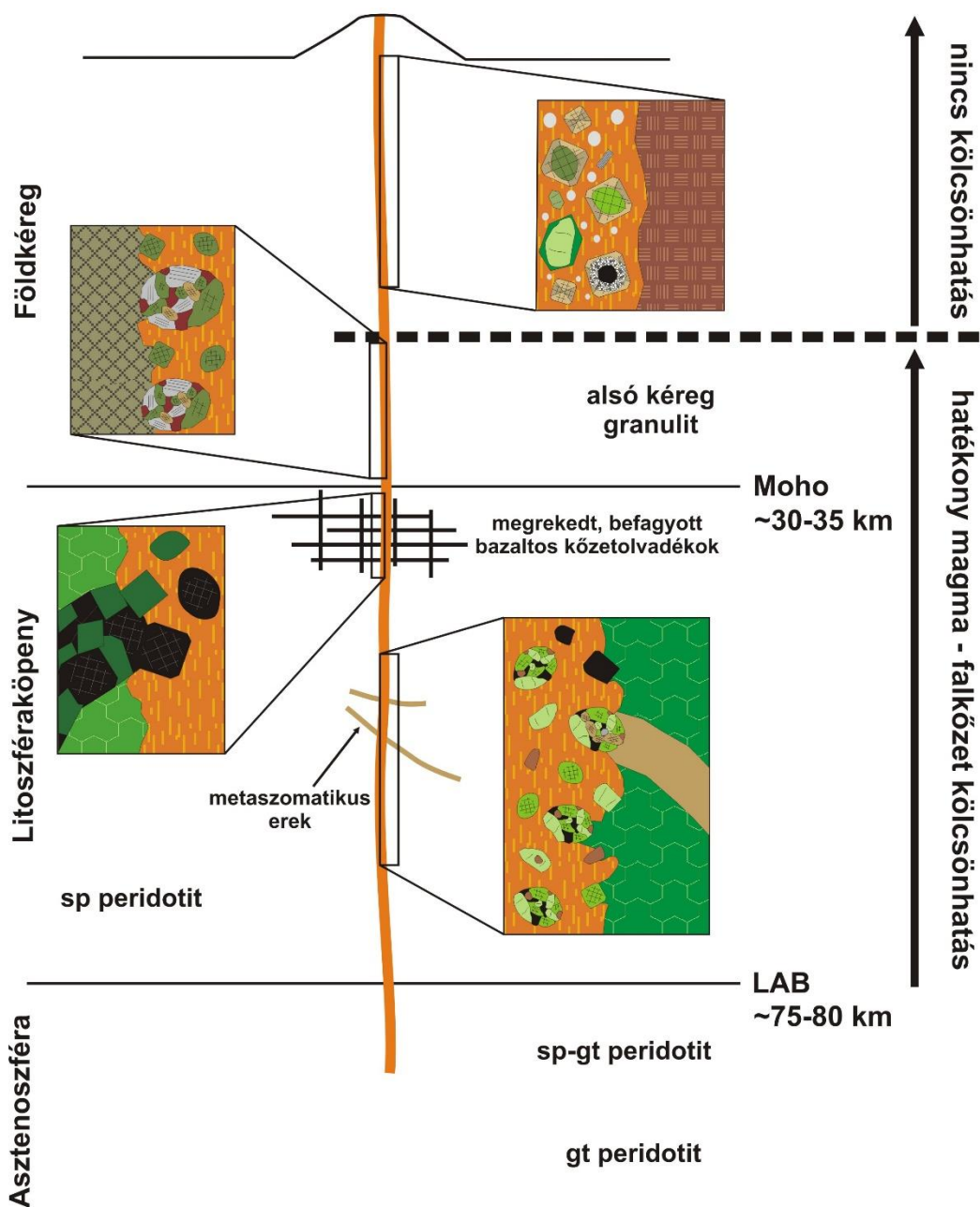
A Bondoró-hegyi és a füzes-tói kristálygazdag alkáli bazaltos kőzetek nagy hasonlósága alapján egyként tárgyalom az őket létrehozó magmák feláramlási történetét, amelyet a 4.13 ábra szemléltet. Az alkáli bazaltos magma az asztenoszférában képződött átmeneti spinell-gránát peridotit kismértékű részleges olvadásával (Jankovics, 2010). A litoszféraköpenyben destruktív módon tört felfelé a bazaltos magma, és rendkívül nagy mennyiségű idegen fragmentumot



szakított fel a spinell-peridotit falkőzetből (annak különböző mélységeiből, és metaszmomatizált részeiből is), amelyeket változatos peridotit xenolitok és xenokristályok képviselnek a bazaltban. A magmába került fragmentumok és kristályok különböző mértékben rezorbeálódtak, amelynek következtében változatos nem-egyensúlyi ásványszövetek alakultak ki, valamint módosulhatott a hordozó magma összetétele is. A litoszféraköpeny legfelső részén korábban befagyott bazaltos magmákat képviselő kumulátumok lehetnek jelen erek, dájkok, szillek formájában (Embey-Isztin és mtsi., 1990). Ezeket elérve az alkáli bazaltos magma további kristályokat kebelezett be, amelyeket a klinopiroxén (és spinell) megakristályok képviselnek. Ahogy a magma a kéreg-köpeny határon keresztülhaladt, feláramlási stílusa nem változott, hiszen az alsó kéregben is számos fragmentumot és kristályt (zöld klinopiroxének) téphetett fel a mafikus granulit falkőzetből. Ezek a fragmentumok és kristályok szintén visszaoldódtak, amely tovább módosíthatta a hordozó magma összetételét. Ezek alapján elmondható, hogy a litoszféraköpenyben, a kéreg-köpeny határon és az alsó kéregben hatékony magma – falkőzet kölcsönhatás volt jellemző, amely esetleg valamilyen kriptikus folyamatokkal magyarázható. A kimberlites magmák esetében azt találták, hogy az idegen eredetű kristályok folyamatos asszimilációja - amely (főként az ortopiroxén) eltolhatja a hordozó magma összetételét Si-gazdagabb összetételek felé - változásokat okoz a könnyenillók oldhatóságában a hordozó magmában (Russel és mtsi., 2012). Ennek az az eredménye, hogy a könnyenillók önálló fázisként kiválnak, és e folyamat következtében a feláramló magma egyre hatékonyabban képes törni a falkőzeteket, így egyre több fragmentumot és kristályt tud bekebelezni. Azonban ez a modell megköveteli, hogy az elsődleges magmának jóval kisebb legyen a  $\text{SiO}_2$ -tartalma és gazdag legyen oldott könnyenillókban (vagyis karbonatitos vagy közel karbonatitos összetételű legyen). Kísérleti közettani vizsgálatokra lenne szükség, amelyek segítenének eldönteni, hogy az említett folyamatok vajon kiterjeszthetők-e az alkáli bazaltos magmákra is vagy csak a kimberlites magmák esetében működnek. Így e modell alkalmazhatósága a bondorói és füzes-tói alkáli bazaltos magmák esetében kérdéses.

A litoszféraköpenyben és az alsó kéregben jellemző hatékony magma – falkőzet kölcsönhatással ellentétben a középső és felső kéregből nem kebelezett be idegen fragmentumokat a feláramló alkáli bazaltos magma. Ez arra utal, hogy változás történhetett a magmafeláramlás stílusában (és esetleg sebességében is). A magmafeláramlás fő hajtóereje a magmával kitöltött repedések terjedésének folyamata (pl. Spera, 1984; Russel és mtsi., 2012), a feláramlás stílusának és sebességének megváltozását pedig többféle befolyásoló tényező okozhatja, úgy mint a magmában lévő könnyenillók oldhatóságának változása, a magma és a falkőzetek fizikai állapotában történt változások, valamint a változó dájkvastagságok. Szabó és

Bodnar (1996) azt találták, hogy a Nógrád-Gömöri Vulkáni Terület alkáli bazaltos magmáinak feláramlása közben változás történt: a Moho környékén megnőtt a magmák felemelkedési sebessége. Hasonlót tapasztaltak a kanári-szigeteki El Hierro 2011-2012-es aktivitása során is, ahol a szeizmikus jelek azt mutatták, hogy a felszínre került magma gyorsan átszelte a földkérget (pl. Carracedo és mtsi., 2011). Ezzel a folyamattal magyarázható lehet a középső és felső kéregbeli falközetekből származó fragmentumok hiánya a bondorói és füzes-tói alkáli bazaltos magmák esetében.



**4.13. ábra:** A Bondoró-hegyi és füzes-tói alkáli bazaltos magmák feláramlási története. A kinagyított képek a magmafeláramlási útvonal egyes részein jellemző, domináns folyamatokat mutatják. LAB = litoszféra-asztenoszféra határ, sp = spinell, gt = gránát. Az ábra méretarányos. A kéreg- és litoszféravastagság forrása: [http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm)

Az óceáni szigeteki bazaltos magmák esetében végzett termobarometriai vizsgálatok azt jelzik, hogy a magmacsomagok feláramlása közben magmafelhalmozódás történhet a kéreg-köpeny határ közelében (pl. Klügel és mtsi., 2005; Hildner és mtsi., 2012). A Bondoró-hegy és a Füzes-tó salakkúp esetében azonban a számolt magmafeláramlási sebességek/idők nem utalnak arra, hogy e bazaltos magmák hosszabb időre megálltak volna bárhol a litoszférában. Továbbá a vizsgált bazaltokban nincsenek magmafelhalmozódásra utaló közettani bélyegek (pl. gyakori komagmás kristálykumulátumok), és a bekebelezett nagy sűrűségű idegen anyagok rendkívül nagy mennyisége is folyamatos magmafeláramlást feltételez.

Összegezve, ezek az egyedi, xenolitokban és kristályokban rendkívül gazdag bazaltok ásványszöveti és -kémiai vizsgálataikon keresztül lehetővé teszik, hogy részletesen dokumentáljunk monogenetikus vulkáni központokat tápláló bazaltos magmák feláramlási történetét. Továbbá amellet, hogy betekintést nyújtanak a magmafeláramlás közben zajlott folyamatokba, értékes információkat hordoznak a litoszférát felépítő kőzetekről is.

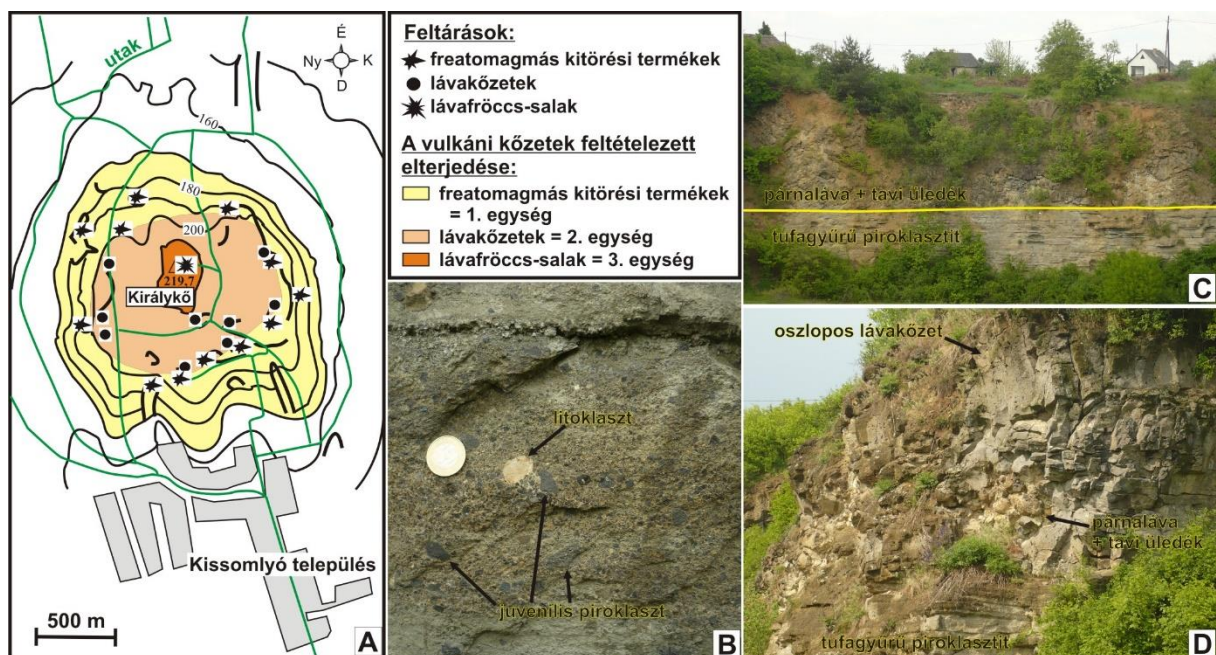
## **5. A Kissomlyó vulkáni központ**

### **5.1. Fizikai vulkanológiai jellemzők, mintavétel és kitörési térfogat**

A Kissomlyó egy összetett monogenetikus vulkáni központ, amely több különböző kitörési egységből épül fel (5.1A ábra). Ezeket az egységeket különféle vulkáni működéssel jellemezhető kitörési fázisok hozták létre. A rétegsor egy körülbelül 20 m vastagságú, váltakozó lapillitufa és tufa rétegekből álló piroklasztit egységgel kezdődik (5.1B, C ábra), amely a kezdeti freatomagmás robbanásos kitörések által létrehozott tufagyűrűt képviseli. Ezt egy finomszemcsés, laminált aleurolitból álló üledékes egység követi, amely egy krátertóban képződött. A tavi üledékes egység és az alatta lévő piroklasztit egység határa éles (5.1C ábra). Az üledékes egység teljes kiterjedése körülbelül 5 m lehet, eredeti szerkezete csak az egység alsó ~70 cm-ében őrződött meg, további részét áttörték a későbbi lávafolyások. A következő egységet párnalávák, párnaláva breccsák és peperitek alkotják, amelyek a tavi üledékes rétegsorba nyomult víz alatti lávafolyást képviselik (5.1C, D ábra). Ennek felső részén oszlopos elválású lávakőzet (5.1D ábra) figyelhető meg ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kora 4,63 millió év; Wijbrans és mtsi., 2007), amely a már szárazföldi körülmények között képződött kráteren belüli lávafolyásokat képviseli. A vulkáni felépítmény legtetején egy fröccskúp maradványa (Királykő) található, amely egykori lávaszökőkút-szerű magmás robbanásos kitörésekre utal. A tufagyűrű piroklasztitok, a tavi üledékes egység és az effuzív kitörési termékek részletes leírását, illetve értelmezését Martin és Németh (2004, 2005) tanulmányai tartalmazzák. A tavi üledékes egység jelenléte a vulkáni kőzetek között arra utal, hogy a tufagyűrű felépülését követően abbamaradtak a vulkánkitörések, kialakult egy krátertó (amelyben üledékképződés zajlott), majd később felújult a vulkáni működés. A krátertavi üledék jellemzői és vastagsága alapján évszázadokra – évezredekre becsülték a két kitörési fázis (freatomagmás és lávaöntő fázis) közötti szünetet (Martin és Németh, 2004, 2005; Németh, szóbeli közlés, 2014).

A tűzhányót tápláló magmás rendszer időbeli fejlődésének megismerése érdekében a terepi munka során rétegtanilag kontrollált mintavételezést végeztem. A három fő kitörési egység lehatárolása után (tufagyűrű piroklasztit – 1. egység; lávakőzetek – 2. egység; lávafröccs-salak – 3. egység) kőzetmintákat gyűjtöttem mindhárom egységből: lapilli és bomba méretű juvenilis bazaltfragmentumokat és lapillitufákat a 1. egységből (5.1B ábra), lávakőzeteket a 2. egységet képviselő párnaláva- és oszlopos bazaltokból, valamint salakokat és bazaltbombákat a 3. egységből. Céлом az volt, hogy reprezentatív mintákat gyűjtssek az egyes kitörési egységekből, amelyhez nem volt szükség nagyon részletes, az adott egységeken belüli

méteres lépésközönként történő mintázásra (amelyet gyakran alkalmaznak a monogenetikus vulkáni centrumokon zajló kutatások során). Ezt az indokolja, hogy a tufagyűrű piroklasztit sorozaton belül nem jelenik meg semmi olyan rétegtani bélyeg (pl. lenyesési felszín, ballisztikus bomba horizont, éles váltás rétegzésben, színben, szemcseméretben, szemcseösszetételben vagy szöveti megjelenésben, stb.), amely diszkontinuitásra utalna, vagyis a piroklasztit összlet (amely piroklaszt sűrűségárák által lerakott üledéket képvisel) megállás nélkül, gyorsan (percek-órák alatt) rakódott le. A 2. és a 3. egység kőzetei az előzőhöz képest jóval kisebb kiterjedésűek és gyengébb feltártságúak, emiatt nem volt lehetőség a nagy felbontású mintavételezésre.



**5.1. ábra:** A: a Kissomlyó vulkáni központ térképe a feltárásokkal és a három kitörési egység feltételezett elterjedésével (szintvonalak 10 m-enként); B: közeli kép a freatomagmás kitörési termékekben belüli lapillitufáról (1. egység), benne juvenilis piroklasztokkal (bazaltfragmentumok) és litoklasztokkal; C: a tufagyűrű piroklasztit és a felette lévő tavi üledékek + az azzal keveredett párnaláva, amelyek között éles a kontaktus; D: a párnaláva + tavi üledékek és a felettük található oszlopos elválású lávaközet.

Ahhoz, hogy be tudjam helyezni a Kissomlyó kitörési központot a különböző nagyságú monogenetikus vulkáni centrumok sorába, igyekeztem megbecsülni a vulkáni felépítmény kitörési térfogatát, amelyhez - nagy felbontású topográfiai adatsor hiányában - egy egyszerű geometriai számítás végezhető el. Mivel a Kissomlyó egy eróziós maradvány (morfológiájának részletes leírása: Martin és Németh, 2005), a jelenleg megfigyelhető vulkáni kőzetek az eredeti kitörési térfogathoz képest jóval kisebb térfogatot képviselnek. A tufagyűrű eredeti teljes térfogata körülbelül  $0,01 \text{ km}^3$ -re becsülhető (átmérő:  $\sim 800 \text{ m}$ , magasság:  $\sim 20 \text{ m}$ ). E térfogatérték tömör kőzetre számolt megfelelőjének (DRE = dense rock equivalent)

meghatározásához Kereszturi és mtsi. (2013) módszerét követve 30 térfogat% juvenilis anyaggal és 30 térfogat% hólyagüreg-tartalommal számoltam, amelynek eredményeként körülbelül  $0,001 \text{ km}^3$ -t kaptam. A lávaközetek teljes térfogata (átmérő:  $\sim 400 \text{ m}$ , magasság:  $\sim 20 \text{ m}$ ) körülbelül  $0,001 \text{ km}^3$ -re becsülhető, amelynek tömör kőzetre számolt megfelelője - Kereszturi és mtsi. (2013) alapján 10 térfogat% lávaközetek közötti térrel és 15 térfogat% hólyagüreg-tartalommal számolva -  $\sim 0,00064 \text{ km}^3$ -nek adódik. A fröccskúpmaradvány tömör kőzetre számolt térfogatértéke jóval kisebb, illetve a lávaközetek térfogatához adható, így a tufagyűrűhöz hasonlóan a 2. és 3. egység együttes DRE térfogata is körülbelül  $0,001 \text{ km}^3$  lehet, vagyis a vulkáni működésben beállt szünet előtt és után felszínre került magmák térfogata közel azonosnak tekinthető. A teljes vulkáni felépítmény tömör kőzetre számolt térfogatértéke  $\sim 0,002 \text{ km}^3$ , amely összemérhető például az Auckland Vulkáni Terület (Új-Zéland) azon legkisebb tűzhányóinak térfogatával (Kereszturi és mtsi., 2013), amelyek a Kissomlyóhoz hasonló felépítéssel (hasonló kitörési egységekkel) jellemezhetők.

## 5.2. Petrográfia és geokémia

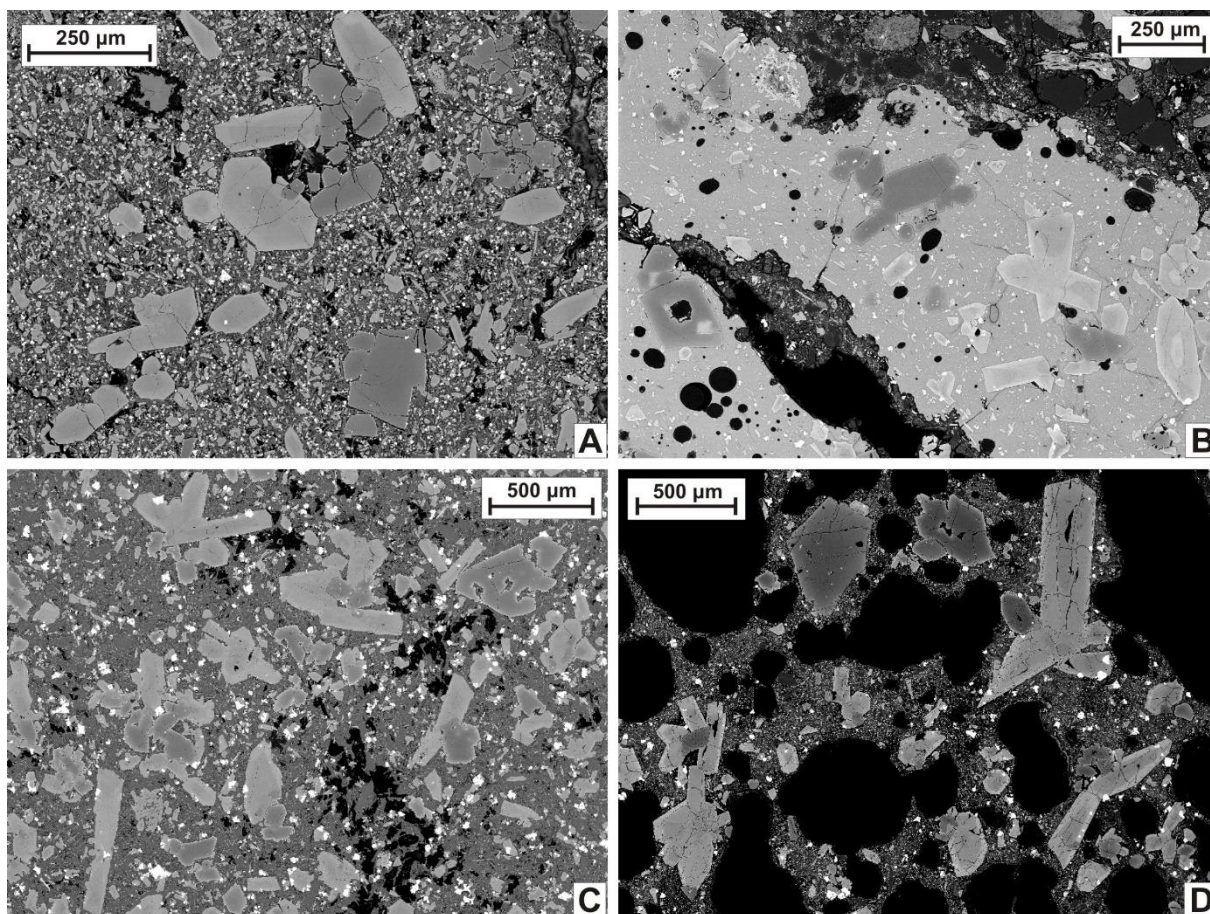
### 5.2.1. Általános petrográfiai jellemzők

Az 1. egységből gyűjtött juvenilis bazaltfragmentumok, a 2. egységből származó lávaközetek, valamint a 3. egységet képviselő salakok és bazaltbombák mind porfíros szövettel jellemezhetők (5.2. ábra). Porfíros elegyrészként ( $>0,15 \text{ mm}$ ) megjelenik olivin (króm-spinell zárványokkal), klinopiroxén  $\pm$  plagioklász. A kemenesaljai bazaltok közül csak a Kissomlyó kőzeteiben figyelhető meg a klinopiroxén fenokristály fázisként. A fenokristály kifejezés a leírások során a porfíros elegyrész kifejezés megfelelőjeként, a kőzet alapanyagától jól elkülönülő szemcsékre vonatkozik (fenokristály *sensu lato*), vagyis nem genetikai értelemben használom (és ez a 6. fejezetben található leírásokra is vonatkozik). Gyakoriak a glomerokristályok, amelyek klinopiroxénből, olivinből vagy klinopiroxén + olivinből állnak (5.2. ábra), így a kőzetek szövete glomeroporfírosnak nevezhető. A mikrofénokristály fázisokat ( $<0,15 \text{ mm}$ ) olivin, klinopiroxén és plagioklász képviseli, az alapanyag pedig olivin, klinopiroxén, plagioklász, Fe-Ti-oxid és apatit mikrolitokból, valamint kőzetüvegből áll. Az egyes kitörési egységeket képviselő kőzetminták szövete között megfigyelhető némi különbség a szemcseméretet, hólyagüreg-tartalmat és az alapanyag kristályossági fokát illetően. Az 1. egység juvenilis bazaltfragmentumai (5.2A ábra) közepes - nagy hólyagüreg-tartalmúak, a fenokristályok mérete  $<0,8 \text{ mm}$ , amelyeket olivin ( $<0,8 \text{ mm}$ ) és klinopiroxén ( $<0,65 \text{ mm}$ )

képvisel, plagioklász csak az alapanyagban fordul elő. Továbbá a porfíros elegyrészek között számos lekerekített kvarc xenokristály (körülveve kőzetüveggel és apró klinopiroxén kristályokkal) is előfordul, illetve ritkán megfigyelhetők xenomorf, lekerekített olivinek, amelyek visszaoldódott ortopiroxénnel vannak összenőve. A lapillitufákban nagy mennyiségű üde szideromelán kőzetüvegszilánk (0,15-2 mm nagyságú) található, amelyek hólyagüreg-tartalma változó (kicsi – nagy), szintén olivint és klinopiroxént tartalmaznak feno- és mikrofenokristályként, valamint olivint, klinopiroxént, plagioklászt és Fe-Ti-oxidot mikrolitként (5.2B ábra). A 2. egység lávakőzetei (5.2C ábra) kis hólyagüreg-tartalommal és a juvenilis bazaltfragmentumokhoz képest durvább szemcsemérettel jellemezhetők: a fenokristályok mérete <1,8 mm, az olivin (<0,9 mm) és klinopiroxén (<1,8 mm) mellett a plagioklász (<0,37 mm) is jelen van feno- és mikrofenokristályként. Emellett az alapanyag is durvább szemcseméretű, valamint a vizsgált minták közül a legnagyobb kristályossági fokú (vagyis ezekben a legkisebb a kőzetüveg mennyisége). A 3. egység salakjai és bazaltbombái (5.2D ábra) közepes - nagy hólyagüreg-tartalmúak, a fenokristályok mérete <1,5 mm, a plagioklász (<0,16 mm) itt is megjelenik feno- és mikrofenokristály fázisként az olivin (<0,9 mm) és a klinopiroxén (<1,5 mm) mellett. E mintáknak az alapanyaga tartalmazza a legtöbb kőzetüveget, vagyis ezek jellemezhetők a legkisebb kristályossági fokkal (összehasonlítva a juvenilis bazaltfragmentumok és a lávakőzetek alapanyagával).

Az olivin és a klinopiroxén feno- és mikrofenokristályok legtöbbször együtt fordulnak elő: egymással összenőve jelennek meg, vagy gyakrabban a klinopiroxén részlegesen vagy teljesen bezárja az olivint (5.2. ábra). Ezek a szöveti bélyegek arra utalnak, hogy az olivin rendszerint a klinopiroxént megelőzve kristályosodott (illetve az olivinek egy része a klinopiroxénnel együtt képződhetett).





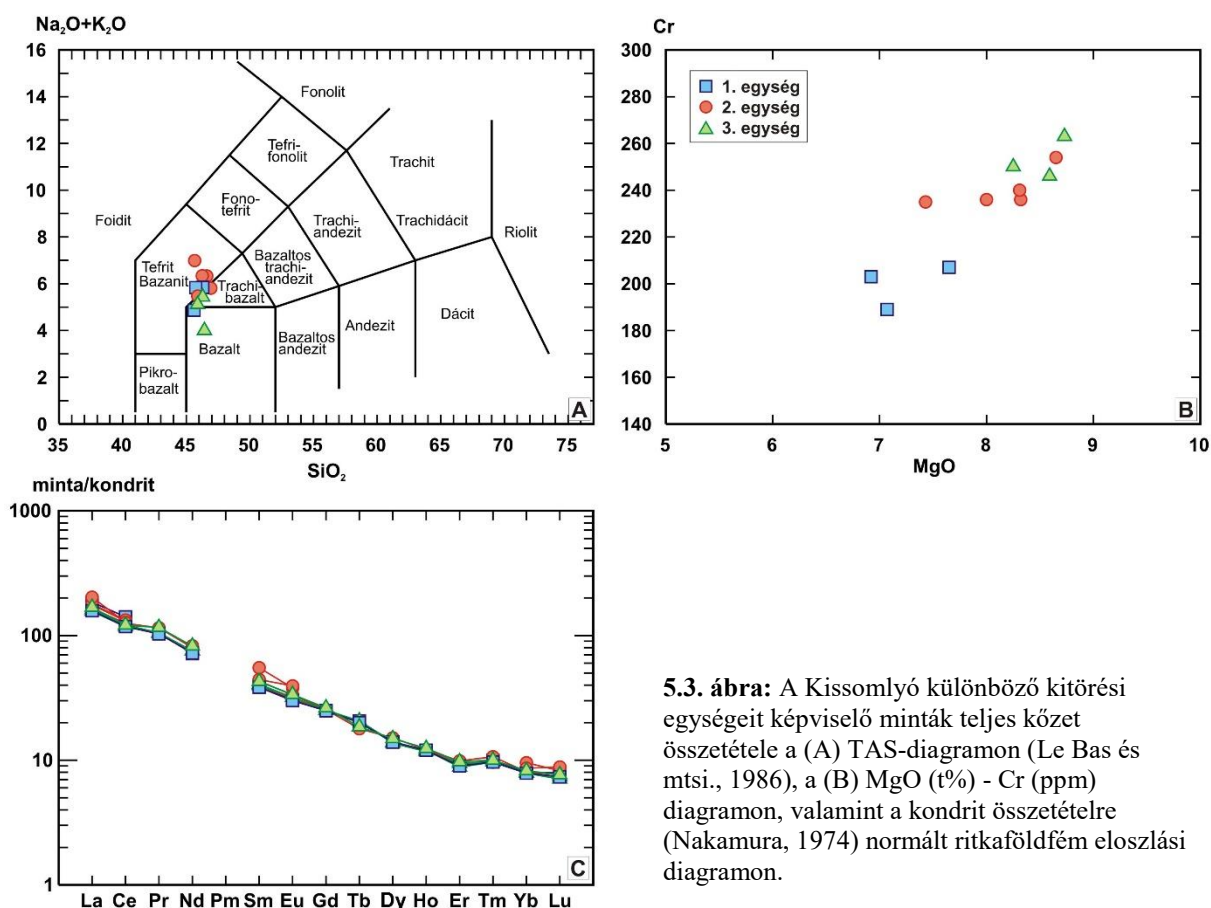
**5.2. ábra:** A Kissomlyó bazaltos kőzeteinek általános szöveti megjelenése (visszaszórt elektronképek). Feno- és mikrofénokristályok: olivin (króm-spinell zárványokkal), klinopiroxén, plagioklász. A: juvenilis bazaltfragmentum az 1. egységből; B: szideromelán kőzetüvegszilánk az 1. egységet képviselő lapillitufából; C: oszlopos lávakőzet minta a 2. egységből; D: salak a 3. egységből.

### 5.2.2. Teljes kőzet geokémia

A Kissomlyó vulkáni központ kőzeteiből már korábban is történtek teljes kőzet fő- és nyomelem, illetve izotóp geokémiai elemzések (Embey-Isztin és mtsi., 1993b; Harangi és mtsi., 1994, 1995). Dolgozatomban a saját adataimon túl felhasználtam a Harangi és mtsi. (1995) tanulmányban közölt teljes kőzet adatokat is, amelyek az 1. és 2. kitörési egységet képviselik. A rétegtanilag kontrollált mintavételezést követően mindhárom kitörési egységből választottam kőzetmintákat (két juvenilis bazaltfragmentumot az 1. egységből; egy párnaláva- és egy oszlopos bazalt mintát a 2. egységből; két salakot és egy bazaltbombát a 3. egységből), amelyekből teljes kőzet fő- és nyomelem geokémiai mérések készültek.

A minták  $\text{SiO}_2$ - és összalkália-tartalmuk alapján bazanitos, trachibazaltos és bazaltos összetételűek (5.3A ábra). Összehasonlítva a Harangi és mtsi. (1995) által közölt többi kisalföldi alkáli bazalt teljes kőzet összetételével, a Kissomlyó kőzetei kisebb Mg-számmal ( $60,4\text{--}65,7$ ;  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ) és Cr-tartalommal ( $189\text{--}263$  ppm), valamint jóval kisebb Ni-

koncentrációval (84-127 ppm) jellemezhetők, amelyek alapján a többihez képest differenciáltabb magmákat képviselhetnek. A Kissomlyón vizsgált három kitörési egységből származó minták között nem figyelhető meg jelentős összetételbeli változékonyság (pl. mindössze 1,8 t% MgO, 75 ppm Cr, 43 ppm Ni a rétegsoron keresztül észlelt változás). Bár az 1. egységtől a 3. egységig egy folyamatos, növekvő MgO- és Cr-tartalommal jellemezhető trend mutatkozik, a 2. és 3. egységet képviselő összetételek szinte teljesen átfednek egymással, és ezekhez képest az 1. egység összetétele is csak kis eltérést mutat (5.3B ábra). Az 1. egység közeteinek kissé fejlettebb összetétele levezethető frakcionációval a 2. és 3. egységbeli minták kissé primitívebb összetételéből. A három egység közeteinek kondrit összetételre normált ritkaföldfém-lefutása nagyon hasonló egymáshoz (5.3C ábra), és a lemezen belüli bazaltokra jellemző eloszlást mutatják.



### 5.2.3. Ásványszövet és -kémia

#### 5.2.3.1. Olivin

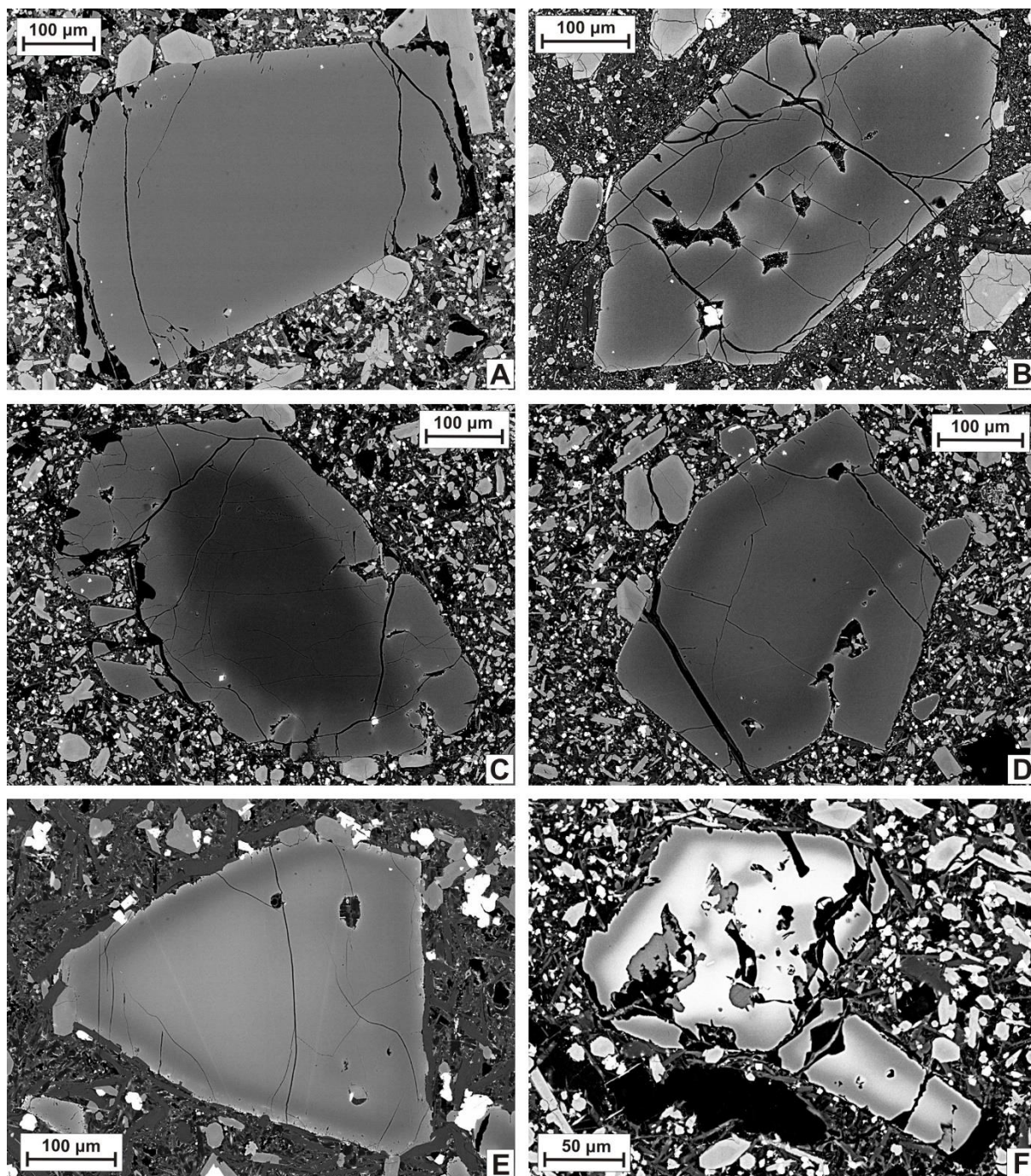
Az olivin fenokristályok mindhárom kitörési egység közeteiben változatos szöveti megjelenésűek, zónásságukat tekintve három különböző típus különíthető el: 1-es és 2-es típusú normál zónás, illetve reverz zónás kristályok.

Az 1-es típusú normál zónásságot mutató olivinek (5.4A, B ábra) idiomorf – hipidiomorf és gyakran vázkristályos megjelenésűek, valamint progresszív zónássággal jellemezhetők, vagyis az olivin összetétele a magjától a pereme felé haladva fokozatosan változik (folyamatosan növekszik a Fo- és NiO-tartalom, valamint folyamatosan csökken a CaO-koncentráció). E kristályok magjának forszterit-tartalma 81-87 mol%, peremüké pedig 75-85 mol% (5.5. ábra).

A 2-es típusú normál zónás olivinek (5.4C ábra) idiomorf – xenomorf megjelenésűek, és lépcsős zónássággal jellemezhetők, vagyis a mag és a rákövetkező zóna között jelentős összetételbeli különbség van (hirtelen lecsökken a Fo- és NiO-koncentráció, valamint hirtelen megnő a CaO-tartalom). Ezeknek az olivineknek lekerekített, xenomorf a magjuk, amely 89-91 mol% forszteritet tartalmaz, peremük (Fo<sub>79-85</sub>) pedig gyakran vázkristályos. Továbbá, e kristálymagok kiugróan magas Fo-tartalmuk mellett jellemzően kis CaO- (0,02-0,16 t%) és magas NiO-tartalmúak (0,30-0,45 t%).

A reverz zónás olivinek (5.4D-F ábra) idiomorf – hipidiomorf megjelenésűek, amelyek esetében szintén lépcsős zónásság figyelhető meg (a maghoz képest a rákövetkező zónában megemelkedik a Fo-, a NiO- és kis mértékben a CaO-tartalom is). E kristályok magja hipidiomorf vagy xenomorf, lekerekített (ritkán foltos zónás), peremük gyakran vázkristályos. Magjuk változatos, 66-84,8 mol% közötti Fo-tartalommal jellemezhető, amelyet vagy egy 30-100 µm vastagságú normál zónás perem (amely egy 20-60 µm vastag, Fo<sub>80-86</sub> összetételű növekedési zónából és egy 10-40 µm vastagságú, Fo<sub>76-84</sub> összetételű peremből áll) vagy csak egy vékony, 10-40 µm-es Mg-gazdagabb perem (Fo<sub>82-84</sub>) vesz körül.

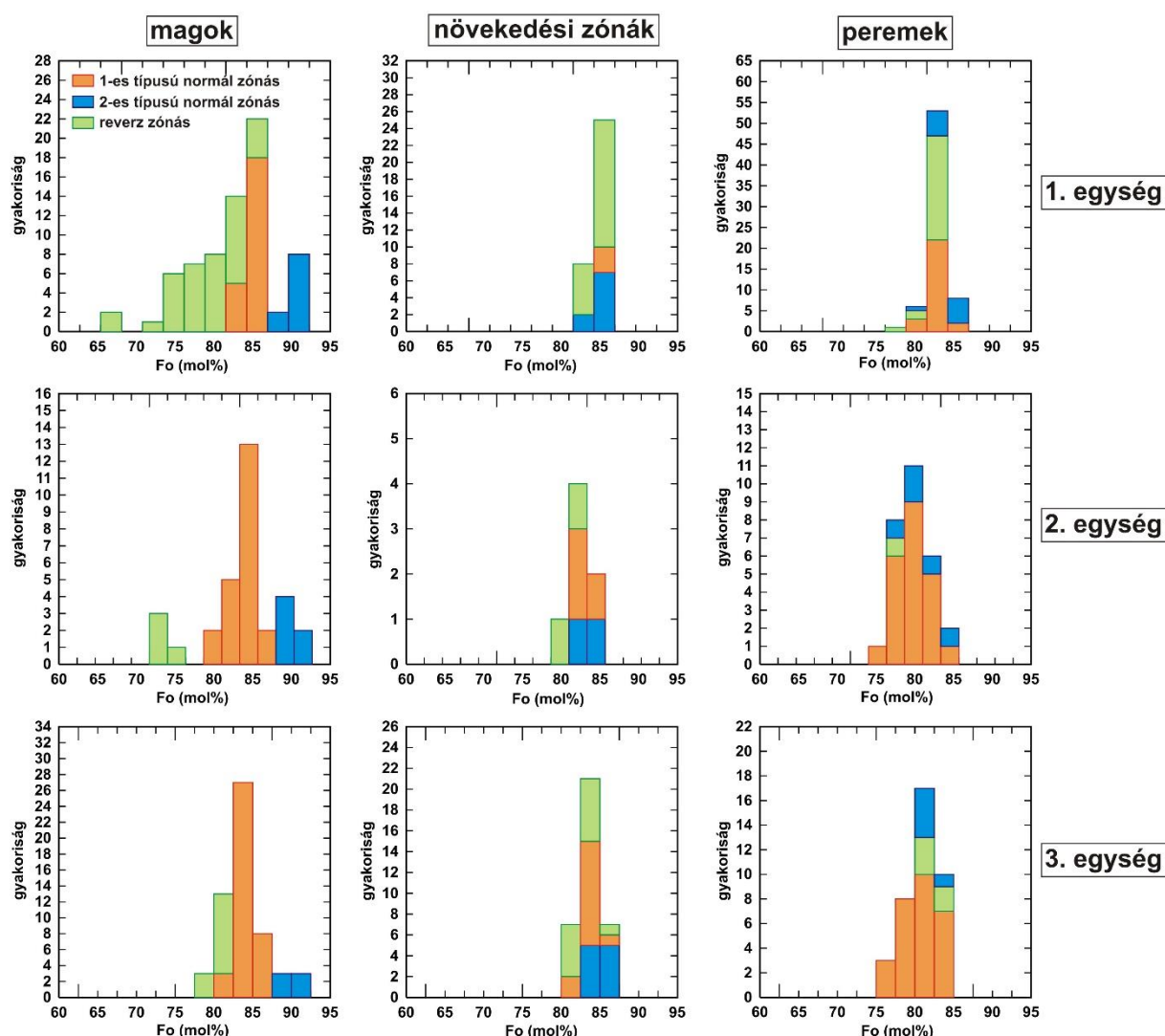




**5.4. ábra:** Az olivin fenokristályok szöveti és zónássági jellemzői (visszaszórt elektronképek). (A) hipidiomorf és (B) idiomorf, vázkristályos 1-es típusú normál zónás olvinek; C: 2-es típusú normál zónás olivin xenomorf, lekerekített, Fo-gazdag maggal; (D) idiomorf és (E) hipidiomorf reverz zónás olvinek, amelyek magját normál zónás perem veszi körül; F: hipidiomorf, vázkristályos reverz zónás olivin foltos zónás maggal és vékony Mg-gazdagabb peremmel. Az A-E képeken látható olvinek tartalmaznak króm-spinell zárványokat.

A három különféle zónássági típus a kitörési egységek mindegyikében megjelenik, viszont gyakoriságuk eltérő (5.5. ábra). Mindhárom egység esetében az 1-es típusú normál zónás olvinek az uralkodók, amelyek a másik két típushoz képest jóval nagyobb mennyiségben jelennek meg. Mind a 2-es típusú normál zónás, mind a reverz zónás olvinek az 1. egységet képviselő juvenilis bazaltfragmentumokban fordulnak elő a leggyakrabban, mennyiségük

kisebbségben a salakokban és bazaltbombákban (3. egység), legritkábban pedig a lávaközetekben (2. egység) figyelhetők meg. A szideromelán közetüvegszilánkokban (1. egység) csak az 1-es típusú normál zónás olivinek jelennek meg. Az 1. egység jellemezhető a legnagyobb forszterit-tartalombeli változékonysággal (66-90,6 mol%; 5.5. ábra), amely a juvenilis bazaltfragmentumokban található reverz zónás kristályok magjának változatos összetételéből adódik (ez a 2. és 3. egység esetében szűkebb összetételbeli tartományt mutat). A különböző zónásági típusú olivinek esetében a növekedési zónák és peremek Fo-tartalma nagyon hasonló mindhárom kitörési egységben.

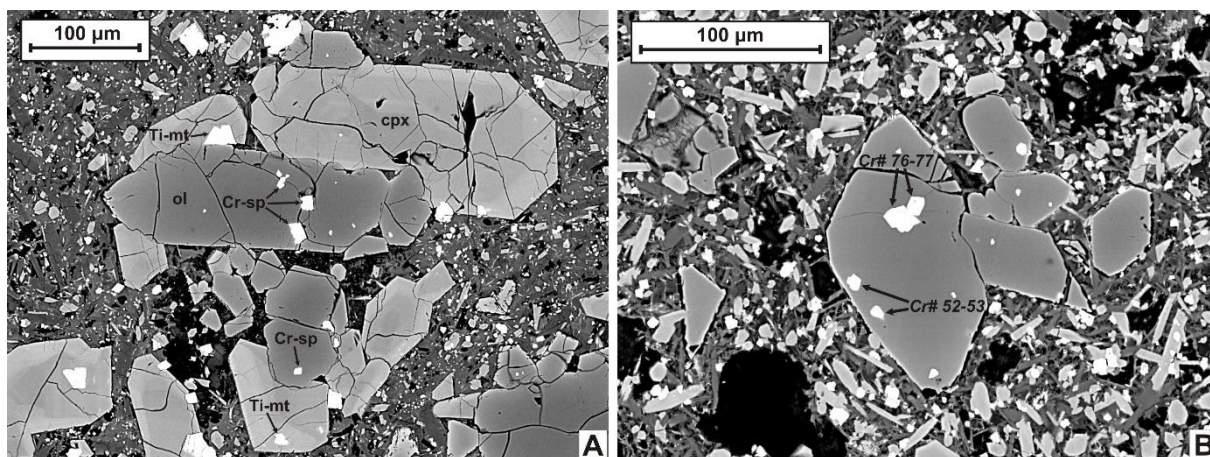


**5.5. ábra:** Az olivin fenokristályok forszterit-tartalmának (mol%) eloszlása. Külön hisztogramokon jelöltem a magok (1. oszlop), növekedési zónák (2. oszlop) és peremek (3. oszlop) összetételét, illetve az egyes kitörési egységek közeteiben mért olivinek Fo-tartalmát (1. egység – 1. sor, 2. egység – 2. sor, 3. egység – 3. sor). Az 1-es típusú normál zónás, 2-es típusú normál zónás és reverz zónás olivinek összetételét külön színekkel ábrázoltam.

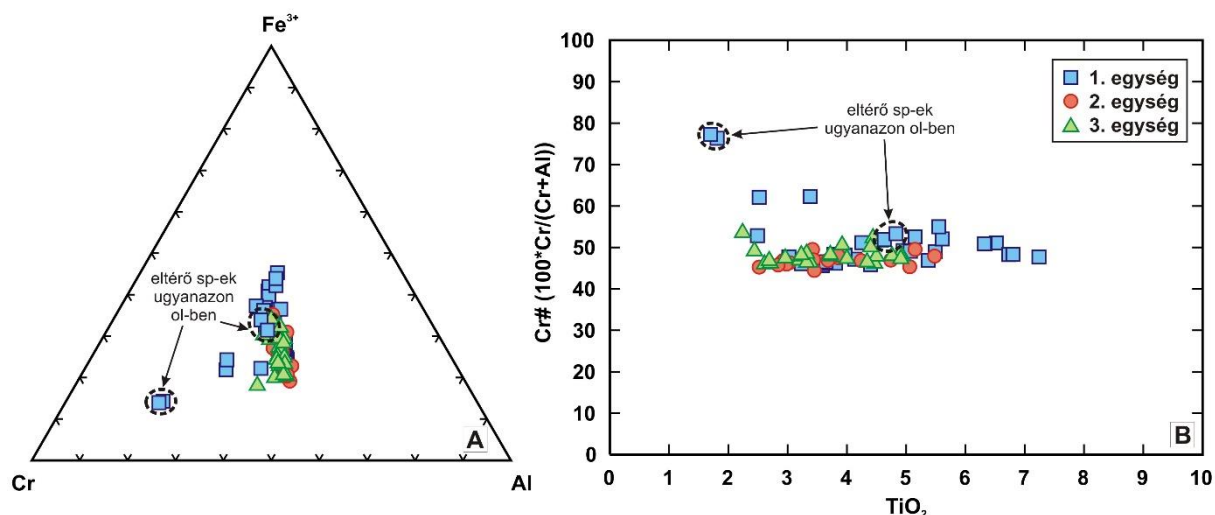


### 5.2.3.2. Spinell

A króm-spinellek zárványként fordulnak elő az olivin feno- és mikrofenokristályokban (5.4. és 5.6. ábrák). Megjelennek az 1-es típusú normál zónás olivinek magjában, növekedési zónáiban és peremében, valamint a 2-es típusú normál zónás és a reverz zónás olivinek magját körülvevő növekedési zónákban és peremekben is (5.4. és 5.6. ábrák). A különböző zónássági típusú olivinekben található, illetve az egyes kitörési egységeket képviselő króm-spinellek mind ugyanolyan tulajdonságokkal jellemezhetők. Méretük 2 és 20  $\mu\text{m}$  között változik, idiomorf – hipidiomorf megjelenésűek, homogének és barna színűek. Változatos, 1,7-7,2 t% közötti  $\text{TiO}_2$ -tartalmat mutatnak, Cr-számuk ( $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ ) jellemzően 45 és 55 között változik, néhány kristály esetében nagyobb (62-77) értékek is tapasztalhatók (5.7. ábra). A domináns (Cr# alapján) króm-spinell csoport esetében megfigyelhető folyamatos összetételbeli változás, amely növekvő  $\text{Fe}^{3+}$ - és  $\text{TiO}_2$ -tartalmat mutat (5.7A, B ábra), az olivin és spinell együttes kristályosodását tükrözi (pl. Roeder, 1994). Ez mindhárom kitörési egységet képviselő króm-spinell zárványokra jellemző. A néhány kiugró spinell összetétel, amely nem illik bele a fő trendbe, csak Cr-számban (vagyis  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - és  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmukban) mutat eltérést, a többi elemet tekintve összetételük átfed a domináns csoportéval. Figyelemreméltó, hogy ugyanazon olivin mikrofenokristályban (1-es típusú normál zónás olivinben) találtam olyan króm-spinell zárványokat, amelyek összetétele között jelentős (Cr-számban 24) különbség van (5.6B és 5.7. ábrák).



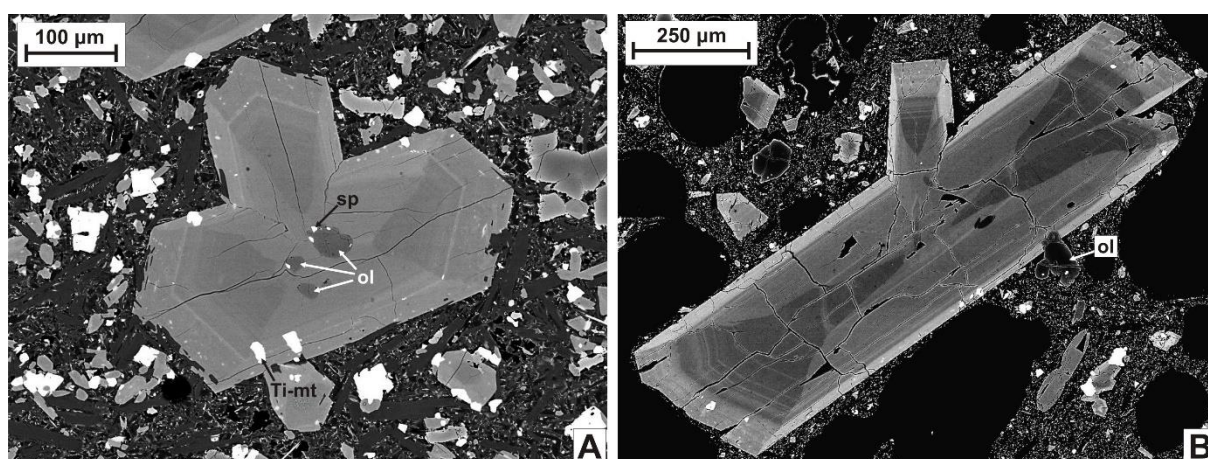
**5.6. ábra:** A: króm-spinell zárványok elhelyezkedése 1-es típusú normál zónás olivin feno- és mikrofenokristályokban (az olivinekre ránövekedett klinopiroxénokban Ti-magnetit zárványok vannak); B: 1-es típusú normál zónás olivin mikrofenokristályban jelentősen eltérő Cr-számú króm-spinell zárványok (visszaszóró elektronképek). Ol = olivin, Cr-sp = króm-spinell, cpx = klinopiroxén, Ti-mt = titanomagnetit.



**5.7. ábra:** A három kitörési egységből származó olivin fenokristályok króm-spinell zárványainak összetétele a (A) Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al háromszögdiagramon és a (B) TiO<sub>2</sub>-Cr-szám (100\*Cr/(Cr+Al)) diagramon. Külön kiemelt az egyazon olivinben talált, jelentősen eltérő összetételű króm-spinelleket.

### 5.2.3.3. Klinopiroxén

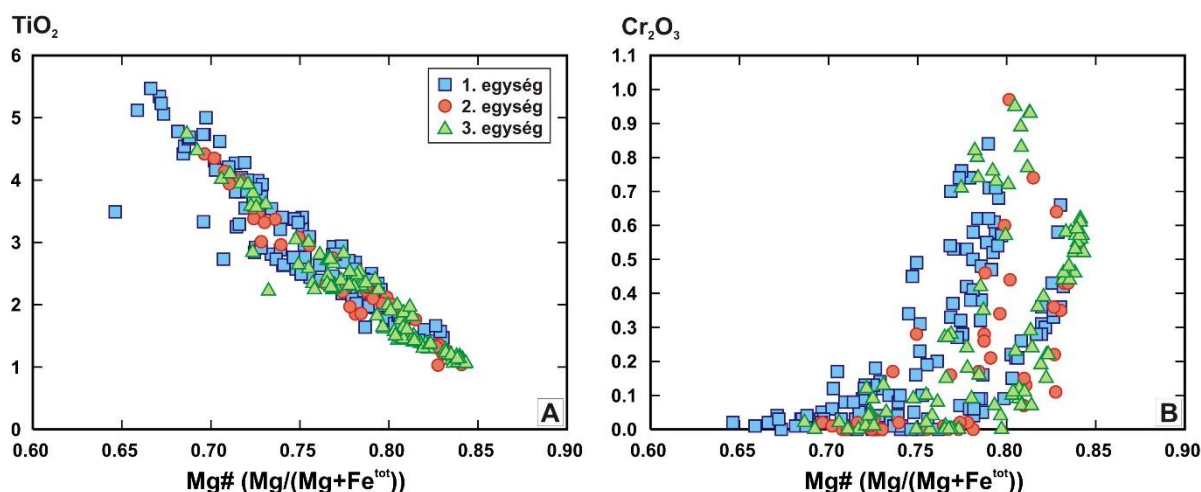
A klinopiroxén fenokristályok mindhárom kitörési egységben azonos megjelenésűek: sajátalakúak – félig sajátalakúak, és leggyakrabban egymással és/vagy olivinnel összenőve, glomerokristályokként fordulnak elő (5.2. ábra). Gyakran tartalmaznak olivint zárványként (5.8A ábra) vagy csak részlegesen zárják be az olvineket (5.8B ábra). Továbbá sokszor titanomagnetit zárványok is előfordulnak bennük (5.8A ábra). A klinopiroxének jellemzően szektor zónásságot mutatnak, amely a metszettől függően rendkívül változatos megjelenésű, és általában oszcillációs zónásság is társul hozzá (5.8. ábra).



**5.8. ábra:** A klinopiroxén fenokristályok szöveti és zónássági jellemzői (visszaszórt elektronképek). A: szektor zónás (és oszcillációs zónás) klinopiroxén, amelynek magjában olivin zárványok (és azokon belül króm-spinellek), peremében pedig Ti-magnetit zárványok találhatók; B: szektor zónás (és oszcillációs zónás) klinopiroxén, amelynek peremében egy részlegesen bezárt olivin mikrofénokristály látható. Ol = olivin, sp = króm-spinell, Ti-mt = titanomagnetit.



Kémiai összetételüket tekintve a vizsgált klinopiroxének ferro-diopszidok (az IMA nevezéktani osztályozása szerint; Morimoto és mtsi., 1988; Rock, 1990). Mg-értékük ( $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ ) 0,65 és 0,84 között mozog, amely folyamatosan csökken a  $TiO_2$ -tartalom növekedésével és a  $Cr_2O_3$ -tartalom csökkenésével (5.9A, B ábra). Ezek az összetételbeli változások a normál piroxén frakcionációs trendet követik (pl. Tracy és Robinson, 1977). Továbbá a megfigyelhető összetételi trendek a klinopiroxének szektor zónásságát tükrözik: mindkét diagramon a két egymás melletti trend (5.9A, B ábra) a két különböző szektort képviseli, amelyek eltérő összetétellel jellemezhetők (Dobosi és mtsi., 1991). Mindegyik kitörési egység kőzeteiben ugyanolyan összetételűek a klinopiroxének, és ugyanazokat a kémiai trendeket mutatják (5.9. ábra).

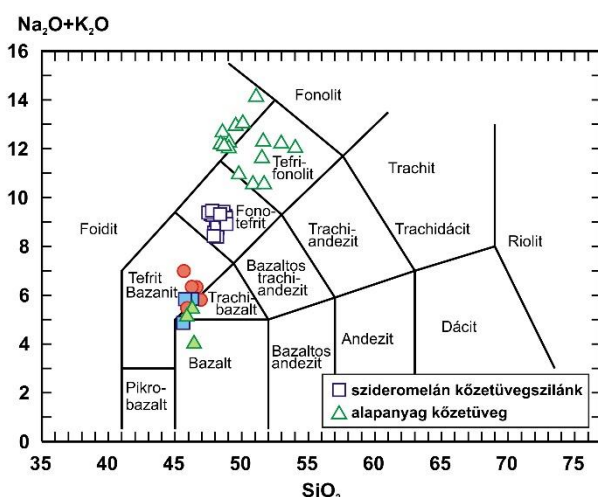


**5.9. ábra:** A három kitörési egység kőzeteiben található, szektor zónás klinopiroxén fenokristályok összetételbeli változása a (A) Mg-érték ( $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ )- $TiO_2$  és a (B) Mg-érték- $Cr_2O_3$  diagramokon.

#### 5.2.3.4. Kőzetüveg

A kőzetüveg mindhárom kitörési egység bazaltos kőzeteinek alapanyagában megtalálható, mennyisége viszont eltérő az egyes kőzetekben: legnagyobb mennyiségben a 3. egység salakjaiban és bazaltbombáiban fordul elő, csak e minták esetében volt lehetséges *in situ* kémiai elemzéseket végezni az alapanyag kőzetüvegből, ugyanis a többi minta esetében túl nagy az alapanyag kristályosság foka. Emellett az 1. egységet képviselő lapillitufákban található üde szideromelán kőzetüvegszilánkokban (5.2B ábra) elemeztem kőzetüveget, amelyek homogén, fonotefrites (47,5-48,9 t%  $SiO_2$ , 8,4-9,4 t% összalkália-tartalom és 3,1-3,3 t% MgO) összetételt mutatnak (5.10. ábra). Ehhez képest a 3. egység mintáiból mért alapanyag

kőzetüveg változékonyabb és fejlettebb, tefrifonolitos-foidites összetétellel jellemezhető: 48,4-54 t% SiO<sub>2</sub>, 10,5-14,1 t% osszalkália-tartalom és 1,1-2,3 t% MgO (5.10. ábra). Ezek a kőzetüveg összetételek mind levezethetők a teljes kőzet összetételekből frakcionációs kristályosodással (teljes kőzet összetétel → kőzetüveg összetétele szideromelán kőzetüvegszilánkban → alapanyag kőzetüveg összetétele salakokban és bazaltbombákban).



**5.10. ábra:** A mért kőzetüvegek (kőzetüvegszilánk – 1. egység; alapanyag kőzetüveg – 3. egység) összetétele a TAS-diagramon (Le Bas és mtsi., 1986) ábrázolva, amelyen feltüntettem az egyes kitörési egységeket képviselő teljes kőzet összetételeket is (ezek a szimbólumok megegyeznek az 5.3. ábrán jelöltekkel).

### 5.3. Termobarometria

A Kissomlyón gyűjtött bazaltos kőzetek esetében a kristályosodási hőmérséklet- és nyomásviszonyok becsléséhez a klinopiroxén-olvadék termobarometria alkalmazható. A klinopiroxén kristályosodás körülményeinek meghatározásához a Putirka (2008) könyvrészlethez tartozó klinopiroxén-olvadék termobarometriai számolótáblázatot alkalmaztam, ezen belül pedig a Putirka és mtsi. (2003)-féle egyenlettel számoltam, amely a jadeit-diopszid/hedenbergit-olvadék és jadeit-olvadék egyensúlyon alapul. E kalibráció standard becslési hibája 1,7 kbar és 33 °C. A számítások során a klinopiroxének peremének és a kőzetüvegeknek az összetételét használtam, vagyis a legutolsó egyensúlyi körülményeket becsültem meg. A vizsgált kőzetekben minden klinopiroxén kristály szektor zónásságot mutat, amely egy gyakori jellemzője a bazaltos kőzetekben található klinopiroxéneknek. Mivel az ilyen kristályok képződése során a két szektor egy időben növekszik ugyanabból az olvadékból (pl. Wass, 1973), azt a módszert alkalmaztam, hogy mindkét szektorban lemértem a klinopiroxének peremének összetételét, majd ezeket az összetételeket átlagoltam, és minden kristály esetében ezzel az átlagolt összetétellel számoltam. Az egyenletekben

olvadékösszetételként a kőzetüvegek (kőzetüvegszilánk, alapanyag kőzetüveg) összetételét használtam.

Ahhoz, hogy megvizsgáljam, vajon egyensúlyban vannak-e a használt olvadékösszetételek a klinopiroxén peremösszetételekkel, a használt számolótáblázatban először összehasonlítottam a klinopiroxén komponensek (DiHd, EnFs, CaTs) mért és várt értékeit. A várt komponensek a Putirka (1999)-féle klinopiroxén szaturációs modellel kaphatók meg, amelyek  $\pm 2\sigma$  hibán belül meg kell, hogy egyezzenek a mért komponensekkel. Továbbá ellenőriztem a klinopiroxén- és olvadékösszetételek közötti Fe-Mg egyensúlyt is: a  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-olv}}$  egyensúlyi állandónak  $0,28 \pm 0,08$  értéken belül kell lennie (Putirka, 2008).

A nyomás- és hőmérsékletbecslést mindhárom kitörési egység esetében elvégeztem, amelyek ugyanazt a klinopiroxén populációt tartalmazzák (5.9. ábra), vagyis a klinopiroxén peremösszetételek nagyon hasonlóak a három egységben. Az 1. egység esetében a lapillitufák üde szideromelán kőzetüvegszilánkaiból mért kőzetüveg-összetételek (amelyek szűk összetételi tartományban mozognak; 5.10. ábra) átlagát használtam; a 2. egység esetében a lávakőzetek alapanyagának nagy kristályossági foka miatt nem tudtam kőzetüveg-összetételt mérni; a 3. egység esetében az alapanyagból meghatározott (az adott klinopiroxén melletti) kőzetüveg-összetételeket használtam. Az említett egyensúlyi tesztek eredménye alapján az 1. egység klinopiroxén-olvadék párijai egyensúlyban vannak egymással, viszont a 3. egységben lévő párok nem teljesítették az egyensúlyi tesztet (az alapanyag kőzetüveg nincs egyensúlyban a klinopiroxén peremekkel, mert túl fejlett az összetétele). Az 1. egység szideromelán kőzetüvegszilánkjainak átlagos kőzetüveg-összetétele az egyedüli olyan olvadékösszetétel a vizsgált mintákból, amely az összes mért klinopiroxén perem összetételével egyensúlyt tart, így a számolások során mindhárom kitörési egység esetében ezt használtam olvadékösszetételként. A termobarometriai számítások eredményeként az alábbi nyomásértékeket kaptam: 5,3-8,5 kbar ( $p_{\text{átlag}}: 6,7 \pm 1$  kbar) az 1. egységre, 5,4-8,3 kbar ( $p_{\text{átlag}}: 6,9 \pm 0,9$  kbar) a 2. egységre és 5,2-7,2 kbar ( $p_{\text{átlag}}: 6,2 \pm 0,6$  kbar) a 3. egységre. A kapott kristályosodási hőmérsékletek: 1058-1089 °C (1. egység), 1059-1084 °C (2. egység) és 1063-1077 °C (3. egység).

## 5.4. Petrogenetikai következtetések

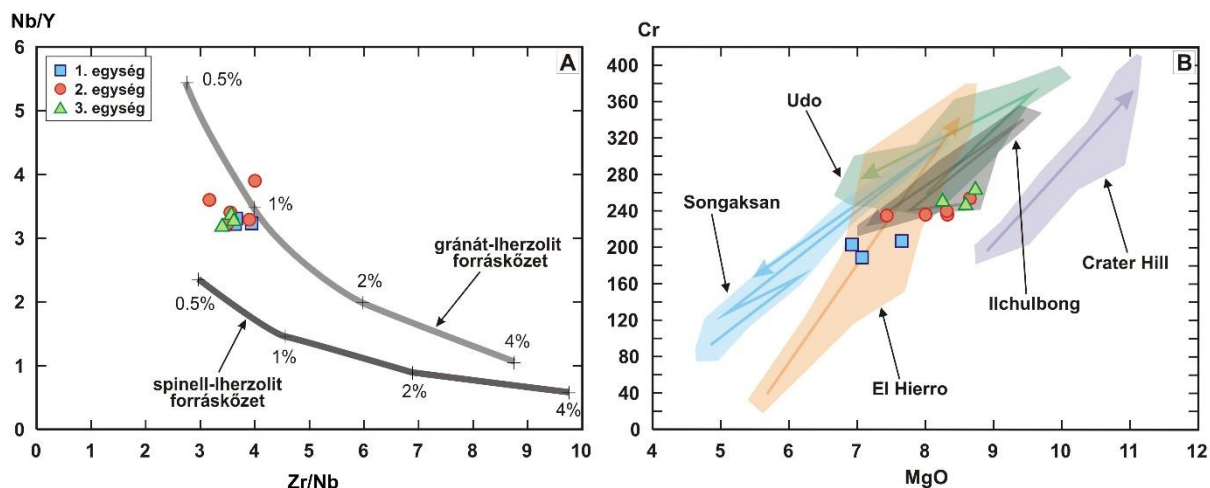
### 5.4.1. A teljes kőzet geokémiai eredmények értékelése

A három kitörési egységből származó minták teljes kőzet geokémiai összetétele (5.3. ábra) alapján a Kissomlyó vulkáni központ egyedi kitörési fázisait egymáshoz hasonló kémiai

összetételű magmacsomagok táplálták. A kőzetek kondrit összetételre normált ritkaföldfém-eloszlásában megfigyelhető nagy hasonlóság (5.3C ábra) arra utal, hogy az egyes fázisokat képviselő magmacsomagok egy közös köpenyforrásból származhattak, amely a ritkaföldfém-lefutás alapján reziduális gránátot tartalmaz (vagyis  $\geq 80$  km mélységben, az asztenoszférában képződhettek a magmacsomagok). Ezt a vizsgált kőzetek Zr/Nb és Nb/Y nyomelemarányai is alátámasztják, amelyek szintén gránát-peridotit forrásközetre utalnak, valamint azt is jelzik, hogy a bazaltos magmacsomagok nagyon kismértékű (~0,5-1 % közötti) részleges olvadással képződhettek (5.11A ábra).

A kissomlyói rétegsoron belül megfigyelhető teljes kőzet összetételbeli változást összehasonlítottam néhány egyéb, részletesen vizsgált monogenetikus kitörési központ esetében észlelt geokémiai változékonysággal (5.11B ábra). A feltüntetett példák az alábbiak: a Crater Hill vulkán az új-zélandi Auckland Vulkáni Területen (Smith és mtsi., 2008), valamint az Udo vulkán (Brenna és mtsi., 2010), a Songaksan kitörési központ (Brenna és mtsi., 2011) és az Ilchulbong tufakúp (Sohn és mtsi., 2012), amelyek a Jeju-sziget Vulkáni Területen (Dél-Korea) találhatók. Ezeken kívül bevontam az összehasonlításba a kanári-szigeteki El Hierro 2011-2012-es vulkáni működése során felszínre került bazaltos kőzetek összetételadatait is (Martí és mtsi., 2013b). E vulkáni központok esetében nagyobb felbontású mintavételezés történt, amelynek oka egyrészt az volt, hogy rétegsoraikban számos diszkontinuitásra utaló rétegtani bélyeget - pl. lenyesési felszíneket - figyeltek meg (így számos alegységet különítettek el egyes kitörési egységeken belül is), másrészt a Kissomlyóhoz képest nagyobb a térfogatuk (az El Hierro esetében az adatsor a ~3,5 hónapig tartott víz alatti vulkáni aktivitás során képződött bazaltos kőzetek összetételét képviseli, amelyeket pár napos-hetes időközönként gyűjtöttek). Mindazonáltal, a fizikai vulkanológiai jellemzők alapján a kissomlyói adatsor összevethető e példákkal (az adott léptékhez megfelelő mintavételezést tudtam végezni). A felsorolt kitörési központokon végzett részletes kutatások szerint nem mutatható ki számottevő szünet a vulkáni működésükben, hanem rövid időn (napokon-hónapokon) belül épültek fel. Ennek ellenére jelentős teljes kőzet összetételbeli változékonyság észlelhető az egymást követő kitörési egységeik között és sokszor azokon belül is. Kémiai fejlődési trendjeik sok esetben fluktuálnak, de mindegyiküknek van egy „reverz” része, amely egyre primitívebb összetételek irányába mutat az idő előrehaladtával / a rétegsorban felfelé haladva. Ezek a jelentős változékonyságot mutató összetételi trendek azt jelzik, hogy a monogenetikus vulkáni központokat dinamikusan változó magmás rendszerek táplálják, amelyek fejlődése során jelentős lehet a magmás differenciáció, és friss primitív magmabenyomulások is történhetnek. Ezzel szemben, figyelemreméltó, hogy a Kissomlyó esetében, ahol tekintélyes szünet lehetett

a vulkáni működésben, az észlelt kémiai változékonyság a többihez képest jóval kisebb. Ez, vagyis a kitörési egységeket képviselő magmacsomagok összetételbeli hasonlósága azzal magyarázható, hogy közös köpenybeli forrásból származhatnak, és hasonló magmafejlődési folyamatokon mehettek keresztül.



**5.11. ábra:** A: a kissomlyói teljes kőzet összetételek elhelyezkedése a Zr/Nb-Nb/Y diagramon (a százalékos értékek a részleges olvadás mértékét jelölik; a diagram forrása: Harangi és mtsi., 1995). B: a Kissomlyó és egyéb monogenetikus vulkáni központokon belül (a rétegsoron keresztül/az idő előrehaladtával) megfigyelhető teljes kőzet geokémiai változékonyság a MgO (t%) - Cr (ppm) diagramon.

Felmerült a kérdés, hogy a kissomlyói rétegsoron keresztül megfigyelhető kismértékű teljes kőzet geokémiai változékonyság vajon összefüggésben állhat-e a kis kitörési térfogattal. Ennek megválaszolásához az egyik legjobban megkutatott monogenetikus vulkáni mező, az új-zélandi Auckland Vulkáni Terület kitörési centrumairól származó vizsgálati eredményeket használtam fel. Ezen a területen már végeztek arra vonatkozó kutatást, hogy kimutatható-e kapcsolat az egyes vulkáni központok mérete (kitörési térfogata) és teljes kőzet összetétele között (McGee és mtsi., 2013). Azt az eredményt kapták, hogy van összefüggés e két paraméter között (a nagyobb méretű kitörési centrumok esetében inkompatibilis elemekben kevésbé gazdagodott és nagyobb SiO<sub>2</sub>-tartalmú összetételek, míg a kisebb méretű centrumok esetében inkompatibilis elemekben gazdagabb és SiO<sub>2</sub>-szegényebb összetételek tapasztalhatók), amelyből arra következtettek, hogy a vulkáni központok méretét az asztenoszférában zajló folyamatok határozzák meg. Azt viszont nem vizsgálták, hogy van-e kapcsolat a kitörési központok mérete (kitörési térfogata) és a központok rétegsorán belüli (intra-centrum) kémiai összetételi változékonysága között. Áttanulmányozva az általuk közölt adatsort, megállapítható, hogy nincs közöttük összefüggés: egy kisméretű centrumon belül is megfigyelhető ugyanolyan jelentős összetételbeli változékonyság, mint egy nagyméretű

centrumon belül, illetve egy nagy központ esetében is észlelhető ugyanakkora vagy kisebb kémiai változékonyság, mint egy kisméretű központ esetében. Továbbá összehasonlítva ezekkel a Kissomlyót az tapasztalható, hogy 1) a Kissomlyóéhoz hasonló kis intra-centrum változékonyságot mutató központok ritkák, és 2) a Kissomlyóéhoz hasonló kis térfogattal jellemezhető centrumokon belül nagyobb az összetételbeli változékonyság. Mindezek alapján elmondható, hogy a Kissomlyó rétegsorán belül megfigyelhető kismértékű teljes közet kémiai változékonyság nem hozható összefüggésbe a kis kitörési térfogattal.

A térfogat ugyanakkor egy fontos paraméter, hiszen egy magmás rendszer fejlődésének módját nagyban befolyásolhatja az, hogy mekkora térfogatú magmacsomagok vesznek részt benne. A kis térfogatú magmák esetében, mivel azok gyorsan hűlnek és befagynak, nincs lehetőség jelentős mértékű magmás differenciációra. A Kissomlyó vulkáni felépítménye kis kitörési térfogattal (összesen  $\sim 0,002 \text{ km}^3$ ) jellemezhető, és ha ráadásul külön-külön tekintjük az egyes kitörési egységek térfogatát ( $\sim 0,001 \text{ km}^3$ ), akkor azt várnánk, hogy az őket képviselő magmacsomagoknak nagyon kicsi lehetett a térfogata, illetve nagyon kismértékű lehetett a magmautánpótlás. Azonban a felszínen mérhető kitörési térfogat általában nem a tűzhányók alatti mélybeli magmás rendszer fejlődésében részt vevő magmák valós összterfogatát képviseli, hanem csak egy jóval kisebb, a vulkánkitörések során felszínre került magmatérfogatot jelent. Tehát a mélybeli magmaproduktivitás jelentősen nagyobb lehet, mint amit a felszíni kitörési térfogatok jeleznek. Ez valószínűsíthető a Kissomlyó esetében is, ahol a teljes közet geokémiai összetételek, a nagy mennyiségű klinopiroxén fenokristály jelenléte, valamint reverz zónás olivinek előfordulása és azok magjának változatos Fo-tartalma arra utal, hogy a mélybeli magmás rendszer fejlődése során elég jelentős magmás differenciáció történhetett. Ez azt jelenti, hogy a mélyből érkező bazaltos magmacsomagok feláramlásuk során megrekedhettek bizonyos reológiai határ(ok)on, ahol lehetőség nyílt a magmás differenciációra. Ezt alátámaszthatják a térségben végzett geofizikai vizsgálatok is, amelyek egy réteges alsó kérget jeleznek a Moho felett (Pápa és mtsi., 1990), így a kéreg-köpeny határ közelében felhalmozódott, befagyott magmás testek jelenlétére utalhatnak. Továbbá habár a kéregvastagság a Kisalföld központi tengelyében körülbelül 26 km (Horváth, 1993), néhány helyen nagyon nehéz geofizikailag meghatározni a Moho-t, mert az alsó kéregbeli visszaverő felületek (reflektorok) gyengévé és összefüggéstelenné válnak (Pápa és mtsi., 1990; Nemesi és mtsi., 1997).

#### 5.4.2. A forrásrégió jellege a króm-spinellek összetételének tükrében

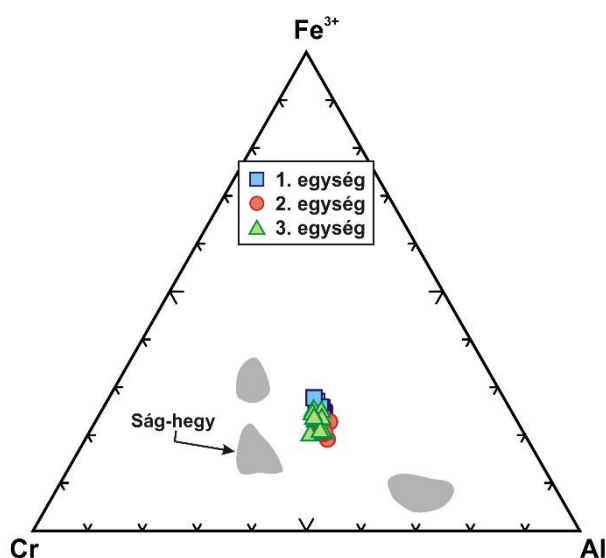
A petrográfiai vizsgálatok során megfigyelt ásványszöveti kapcsolatok (5.2., 5.4. és 5.6. ábrák) alapján a króm-spinellek és az őket bezáró olivin fenokristályok képviselik a legkorábban kristályosodó ásványfázisokat a vizsgált bazaltos kőzetekben. Ez a megfigyelés összhangban van azzal az általánosan elfogadott nézettel, miszerint a köpenyeredetű bazaltos magmákból általában a króm-spinell és az olivin kristályosodnak elsőként (pl. Irvine, 1967; Hill és Roeder, 1974; Roeder és Reynolds, 1991; Arai, 1994; Roeder, 1994). A króm-spinell egy hasznos petrogenetikai indikátor, amelynek széles tartományban mozgó összetételét számos tényező befolyásolja: az olvadék összetétele (pl. Irvine, 1965, 1967; Dick és Bullen, 1984; Allan és mtsi., 1988; Arai, 1992; Roeder, 1994; Kamenetsky és mtsi., 2001), a köpenyforrás kimerültsége és a részleges olvadási folyamatok jellege (pl. Dick és Bullen, 1984; Fujii, 1989; Arai, 1994; Clyne és Borg, 1997), a magmadifferenciáció (pl. Arai, 1994; Roeder, 1994), a magmakeveredés (pl. Allan és mtsi., 1988), és az intenzív paraméterek, úgy mint a nyomás (pl. Sigurdsson és Schilling, 1976; Jaques és Green, 1980; Dick és Bullen, 1984; Roeder és Reynolds, 1991), a hőmérséklet (pl. Fisk és Bence, 1980; Sack és Ghiorso, 1991; Thy, 1995) és az oxigénfugacitás (pl. Fisk és Bence, 1980; Hill és Roeder, 1974; Roeder és Reynolds, 1991) változása.

Ahhoz, hogy következtetni lehessen a bazaltos magmák köpenyforrásának jellegére, meg kell szűrni a mért króm-spinell összetételi adatokat. A kissomlyói króm-spinell zárványok szűrése során a bezáró olivinek összetételét vettem alapul: csak azokat a spinell összetételeket használtam fel a peridotitforrás jellegének megismeréséhez, amelyek primitív ( $Fo > 84$  mol%) olivin összetételekkel koegzisztensek (Kamenetsky és mtsi. (2001) tanulmánya alapján). Ezek a szűrt spinellek primitív olivinekbe vannak bezárva, ezért az összetételük primitív olvadékösszetételt tükröz. Ezzel a megközelítéssel minimálisra csökkenthetők a frakcionációs kristályosodás hatásai, mivel csak azok a spinell összetételek maradnak meg a szűrést követően, amelyek a legkisebb arányban tartalmazzák a titanomagnetit komponenst, azok pedig kiesnek, amelyek összetétele már a frakcionáció hatását tükrözik (vagyis magasabb a  $Fe^{3+}$ - és  $TiO_2$ -tartalmuk; 5.7. ábra). Továbbá csak a domináns spinell csoportba tartozó összetételeket vettem figyelembe (a szűrt spinell összetételek 90%-a).

A szűrt króm-spinellek összetételét az 5.12. ábra mutatja, amelyen feltüntettem a Pannon-medence nyugati részén található alkáli bazaltokból ismert króm-spinell összetételeket is (szintén zárványként olivinben; adatok forrása: Jankovics és mtsi., 2012; Harangi és mtsi., 2014). Utóbbiak három összetételi csoportot jelölnek ki a  $Cr-Fe^{3+}-Al$  diagramon, amelyek



három különböző jellegű köpenydomén jelenlétéhez kapcsolhatók a térség alatti asztenoszférában (Harangi és mtsi., 2014). Összehasonlítva ezekkel a csoportokkal, a Kissomlyó króm-spinelljei eltérő összetételt mutatnak, és egy külön összetételi csoportot képeznek. E spinellösszetételek a Kissomlyóhoz legközelebbi (~10 km távolságra) vulkáni központ, a Ság-hegy spinelljeinek összetételétől is különböznek. Ez arra utal, hogy a kissomlyói alkáli bazaltos magmák olyan köpenyforrásból származhatnak, amely eltér a térség többi alkáli bazaltos magmájának forrásrégiójától. Mindez azt jelezheti, hogy a Pannon-medence nyugati részén heterogén (különböző mértékben kimerült) a szublitoszféra-köpeny, hasonlóan a Kárpát-Pannon térség egyéb monogenetikus alkáli bazalt vulkáni területein tapasztaltakhoz (Harangi és mtsi., 2014). A Kissomlyó esetében a króm-spinellek összetétele által jelzett eltérő jellegű köpenyforrás összhangban van a korábbi teljes kőzet geokémiai eredményekből levont következtetéssel (Harangi és mtsi., 1994, 1995).



**5.12. ábra:** A kissomlyói szűrt króm-spinell zárványok összetétele a Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al háromszögdiagramon. A szürke területek a Pannon-medence nyugati részéről ismert króm-spinellek (olivinben) összetételi csoportjait jelölik (adatok forrása: Jankovics és mtsi., 2012; Harangi és mtsi., 2014).

Érdekességként említhető, hogy találtam olyan olivint, amelyben két nagyon eltérő Cr-számú króm-spinell zárvány van jelen (5.6B és 5.7. ábrák): kettő közülük a domináns spinell összetételi csoportba esik, viszont a másik kettő az általános trendtől teljesen eltérő (jóval magasabb Cr#) összetételt mutat (ilyen spinellösszetétel eddig még nem ismert az egész Pannon-medencéből a Harangi és mtsi. (2014)-féle adatsor szerint). Ezek a króm-gazdag spinell kristályok „egzotikus spinellek”-ként értelmezhetők, amelyek talán egy másik, eltérő összetételű olvadékból kristályosodtak. Ehhez hasonlóan a Balaton-felvidéki Füzes-tó salakkúp bazaltjában találtam, ahol az egzotikus spinellek valószínűleg egy szubalkáli magmához köthetők, amely kapcsolatba kerülhetett a hordozó alkáli bazaltos magmával (Jankovics és mtsi., 2012).

#### 5.4.3. Az olivinek által rögzített mélybeli folyamatok

A vizsgált kőzetek fenokristály fázisai közül az olivinek jellemezhetők a legnagyobb szöveti és kémiai változékonysággal (5.4. és 5.5. ábrák), így a magmás rendszer fejlődése során zajlott mélybeli folyamatok elsősorban az olivinek részletes elemzésével tárhatók fel.

Az 1-es típusú normál zónás olivin kristályok a leggyakoribb olivin típust képviselik mindhárom kitörési egységben. Szöveti és kémiai tulajdonságaik alapján (5.4A, B és 5.5. ábrák) ezek az olivinek tekinthetők a fenokristály *sensu stricto* fázisoknak, vagyis amelyek *in situ* kristályosodtak a hordozó bazaltos magmában (a fenokristály *s.s.* kifejezés már genetikai eredetű, míg a petrográfiai és geokémiai leírás során használt fenokristály *s.l.* kifejezés csak a kristálméretre vonatkozik).

A 2-es típusú normál zónás és a reverz zónás olivinek esetében megfigyelt szöveti és geokémiai bélyegek (visszaoldódott kristálymagok, lépcsős zónásság, illetve utóbbiak esetében maga a reverz zónásság) arra utalnak, hogy ezek a kristályok nem-egyensúlyi körülmények között, nyílt rendszerű folyamatok révén alakultak ki (pl. Streck, 2008). A 2-es típusú normál zónás olivinek xenomorf magjának összetétele (magas Fo- és NiO-, illetve alacsony CaO-tartalom) nagyon hasonlít a litoszféraköpeny-eredetű peridotit xenolitokban található olivinek összetételéhez (pl. Boudier, 1991; Hirano és mtsi., 2004). Ennek alapján arra lehet következtetni, hogy e kristálymagok olivin xenokristályokat képviselnek, amelyek a litoszféraköpeny falkőzetből származnak, majd visszaoldódtak a bazaltos magmában, és rájuk kristályosodott fenokristály *s.s.* olivin (mint ahogy azt a Balaton-felvidéki Füzes-tó salakkúp és Bondoró-hegy bazaltos magmáinak esetében láttuk). A juvenilis bazaltfragmentumokban ritkán előforduló xenomorf olivin + ortopiroxén összenövésekben az olivin ugyanolyan összetételű, mint a 2-es típusú normál zónás olivinek magja. Továbbá ezek az ortopiroxének (ensztatitok) olyan összetételt mutatnak (pl.  $Mg\#(Fe^{tot})=0,91$ ), amely a litoszféraköpeny-eredetű peridotitok ortopiroxén kristályaira jellemző (pl. Embey-Isztin és mtsi., 2001). Ez a megfigyelés tovább erősíti a 2-es típusú normál zónás olivinek magjának litoszféraköpeny-eredetét. Változó Fo-tartalmuk (88,7-90,8 mol%) alapján a szubkontinentális litoszféraköpeny különböző kimerültségű részeiből származhatnak.

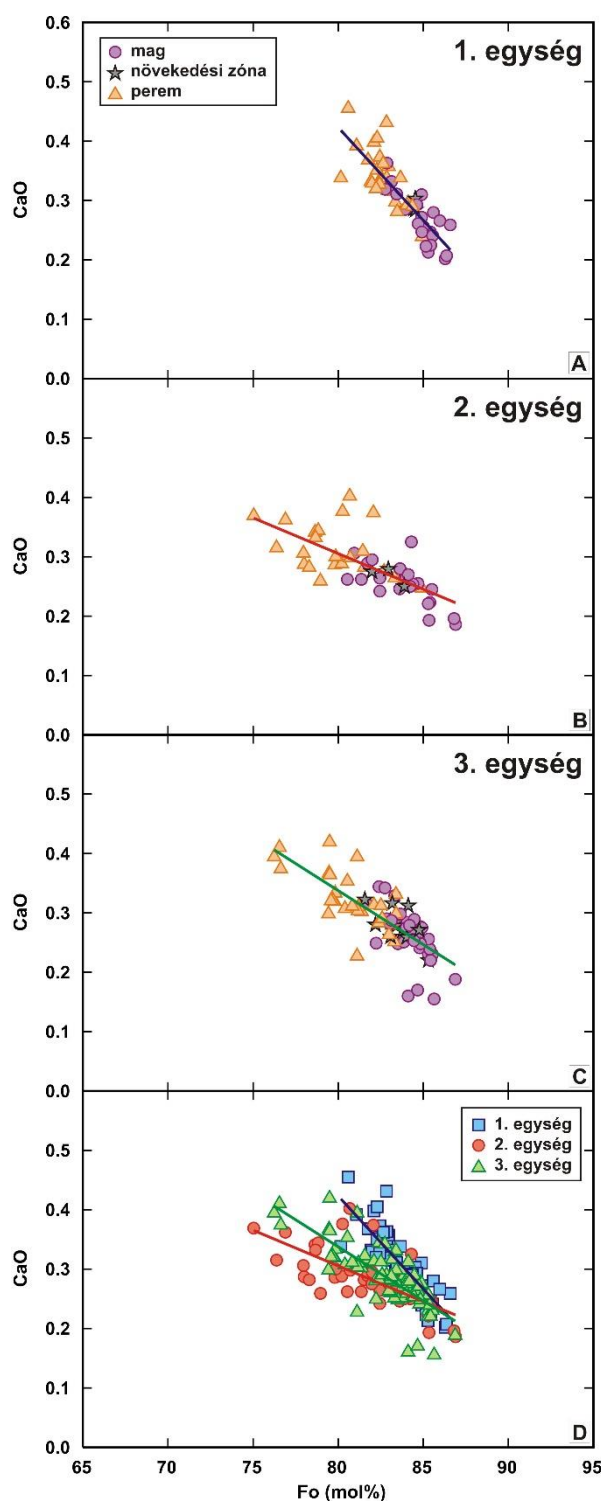
A reverz zónás olivinmagok olyan kristályokat képviselnek, amelyek magmás differenciáció révén képződtek egy magmatározóban. A Fo-gazdagabb növekedési zónák és a peremek (vagyis a normál zónás peremek) kialakulása e kristálymagok körül a következő folyamatokkal magyarázható: a mélyből friss, primitívebb összetételű magma érkezett a fejlettebb tározóba (újrátöltődés), amely aztán frakcionációs kristályosodáson ment keresztül

(pl. Kahl és mtsi., 2011; Martí és mtsi., 2013b). Továbbá a kristálymagok változékony összetétele ( $\text{Fo}_{66-85}$ ) azt jelzi, hogy a tározóban különböző mértékben differenciálódott bazaltos magmák lehettek mielőtt egy új primitív magmabenyomulás történt. A vizsgált kőzetminták közül a juvenilis bazaltfragmentumok (1. egység) tartalmazzák a legnagyobb mennyiségben reverz zónás olivineket, vagyis az első kitörési fázis során felszínre került magmák hozták magukkal a legtöbb fejlett összetételű olivint. Ezek alapján e fejlett olivin kristályok képződése az első fejlődési szakasz előtt és közben lehetett a legdominánsabb, amikor magmacsomagok halmozódtak fel és rekedtek meg lehetséges reológiai határ(ok)on, lehetővé téve ezzel a magmás differenciációt. A vulkáni működés későbbi kitörési fázisaiban a felszínre tört magmák kevesebb fejlett összetételű olivint hoztak magukkal (amelyre a 2. és 3. kitörési egység kőzeteiben található reverz zónás olivinek kisebb mennyisége utal), ami alapján valószínűsíthető, hogy a későbbi fázisok során valamivel kisebb volt a differenciáció szerepe (ez okozhatta a 2. és 3. egységet képviselő minták kissé primitívebb teljes kőzet összetételét).

Míg a teljes kőzet geokémiai adatok szűk összetételi tartományon belül mozognak ( $60,4-65,7 \text{ Mg\#}$ ), a magmás olivinek (1-es típusú normál zónás és reverz zónás kristályok, valamint a 2-es típusú normál zónás olivinek idegen eredetű magját körülvevő növekedési zóna és perem) forszterit-tartalma sokkal nagyobb változékonyságot mutat ( $\text{Fo}_{66-87}$ ), amely összetételek azt jelzik, hogy ezek az olivinek  $36,1$  és  $65,8$  közötti Mg-számú olvadékokkal tarthattak egyensúlyt. Ez arra hívja fel a figyelmet, hogy az olivinek nagy felbontású vizsgálatával részletesebben feltárhatjuk a mélybeli magmás folyamatokat, és megismerhetjük a magmás rendszer fejlődésében részt vett magmák jellemzőit.

A fenokristály *s.s.* olvinek, vagyis az 1-es típusú normál zónás kristályok Fo- és CaO-tartalmát vizsgálva némi különbség figyelhető meg az egyes kitörési egységeket képviselő olivinek mag-perem trendjei között: mindegyik esetében negatív korreláció van a Fo- és CaO-tartalom között, viszont a trendek meredeksége kissé eltérő (5.13. ábra). Az 1. kitörési egységből származó 1-es típusú normál zónás olivinek mutatják a legmeredekebb Fo-CaO trendet és a legszűkebb forszterit-tartományt ( $80,2-86,6 \text{ mol\%}$ ) (5.13A ábra). A trendek meredekségében látott eltérések a magoktól a peremek felé haladva egyre kifejezettebbé válnak: az olivin magok (és a növekedési zónák) összetétele még részben átfed egymással, míg a peremek összetétele már jellemzően különböző az egyes kitörési egységek között. A kalcium egy fontos nyomelem az olivinben, amelynek koncentrációja egyaránt tükrözheti a kristályosodás fizikai és kémiai környezetét: nyomás, hordozó magma összetétele (elsősorban Ca, Si és alkáliák) és olivin Fo-tartalom (Simkin és Smith, 1970; Stormer, 1973; Jurewicz és Watson, 1988a; Libourel, 1999). Megfigyelhető, hogy e különböző kőzettípusok esetében

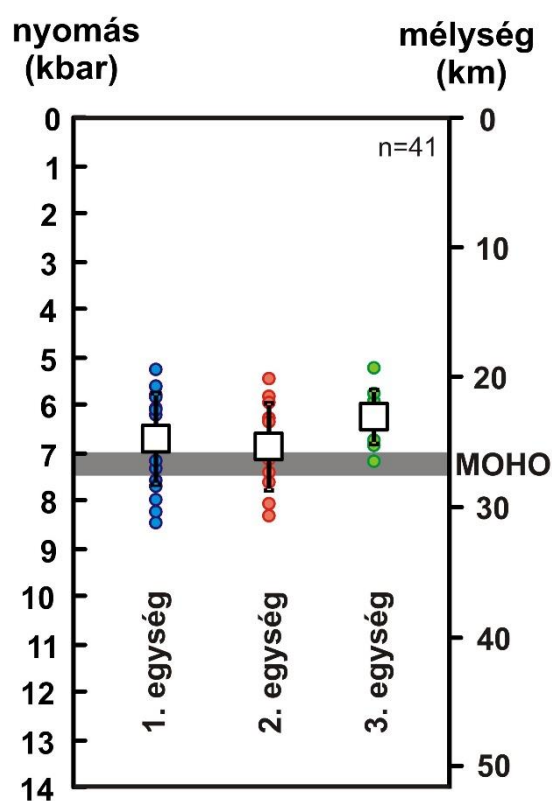
jellemző trendek meredeksége közötti különbségek és a Fo-tartalombeli eltérések összefüggésbe hozhatók az őket létrehozó kitörések típusával. A lávaöntő kitörések során a hosszabb hűlési idő következtében tovább zajlott a magma kristályosodása, amely révén fejlettebb olivinek is létrejöttek már részben együtt kristályosodva a Ca-tartalmú fázisokkal (klinopiroxén, plagioklász).



**5.13. ábra:** Az 1-es típusú normál zónás olivinek (fenokristály s.s. fázisok) Fo (mol%) – CaO (t%) diagramja kitörési egységenként külön (A, B, C) és együtt (D) is ábrázolva. A színes vonalak az egyes egységekre jellemző, eltérő meredekségű Fo-CaO trendeket jelölik (kék = 1. egység; piros = 2. egység; zöld = 3. egység).

#### 5.4.4. A magmadifferenciáció mélysége

A klinopiroxén-olvadék termobarometriai számolások (klinopiroxén perem és kőzetüveg-összetételeket felhasználva) eredményeként kapott nyomásértékek azokat a körülményeket jelzik, ahol a klinopiroxén és az olvadék legutoljára voltak egyensúlyban: ez főként 6-7 kbar közötti nyomásra tehető (mindhárom kitörési egység esetében), amely körülbelül 23-26 km-es mélységnek feleltethető meg (5.14. ábra). A kéregvastagság körülbelül 26-27 km a vizsgált terület alatt (Horváth, 1993), így a kapott mélységköz közvetlenül a Moho fölé, vagyis a kéreg legalsó részére tehető. A klinopiroxén peremek és a velük koegzisztens kőzetüveg összetételén alapuló klinopiroxén-olvadék barometriával számolt nyomásértékeket általában fő klinopiroxén ( $\pm$  olivin) frakcionációs mélységként értelmezik a szakirodalomban (pl. Schwarz és mtsi., 2004; Klügel és mtsi., 2005; Galipp és mtsi., 2006; Stroncik és mtsi., 2009; Hildner és mtsi., 2012). Mivel ezek az értékek a klinopiroxén peremek és a kőzetüveg közötti egyensúlyi körülményeket tükrözik (legutolsó klinopiroxén-olvadék egyensúly körülményei), a szakirodalom alapján a kapott nyomásértékeknek megfelelő mélységközhöz képest mélyebb frakcionációs szintek is valószínűsíthetők (a klinopiroxén magok növekedéséhez).

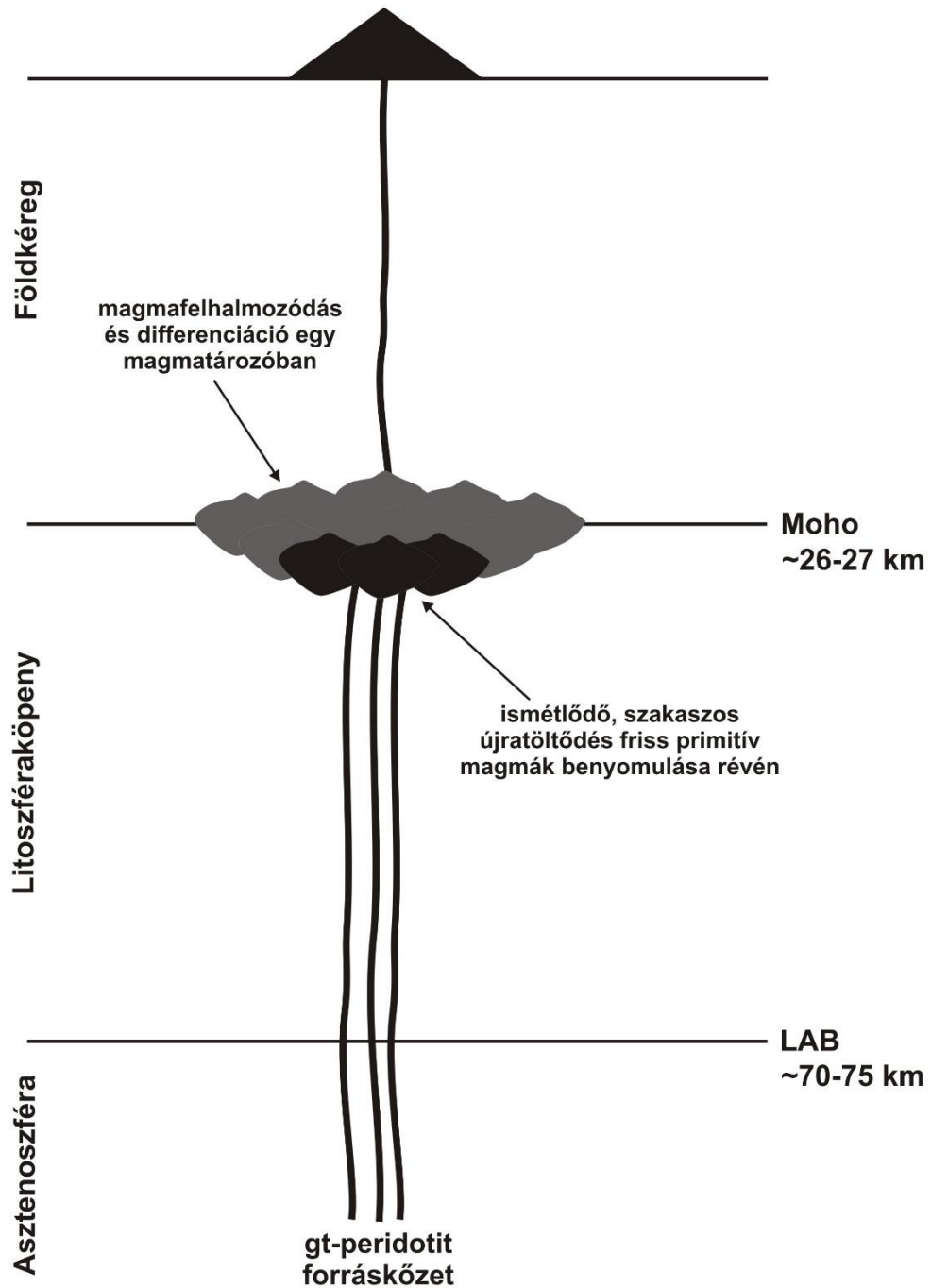


**5.14. ábra:** A klinopiroxén-olvadék barometria (Putirka és mtsi., 2003) eredménye a megfelelő mélységtartománnyal mindhárom kitörési egység esetében, a klinopiroxén perem és kőzetüveg összetételekkel számolva. A fehér négyzetek a kapott nyomásértékek átlagát  $\pm$  szórását jelölik. A Moho mélységének forrása: Horváth (1993).

Mindezek alapján, a Kissomlyó esetében a barometriai eredmények arra utalnak, hogy a fő klinopiroxén frakcionáció a Moho környékén, a legalsó kéregben történhetett, viszont nagyobb mélységben kezdődött polibár frakcionáció is feltételezhető, amelyet a klinopiroxén magok és az olivin fenokristályok (*s.l.*) (+ króm-spinellek) jelezhetnek. A szöveti megfigyelések alapján mind a reverz zónás, mind a 2-es típusú normál zónás olivinek kialakulása nagyobb mélységben, a klinopiroxének kristályosodása előtt zajlódhatott. Az 1-es típusú normál zónás olivinek jellemzően szintén megelőzték a klinopiroxének képződését, illetve részben együtt is kristályosodhattak velük.

### **5.5. A magmás rendszer fejlődési modellje**

A Kissomlyó vulkáni központot tápláló magmás rendszer feltételezett petrogenetikai modellje az 5.15. ábrán látható. A teljes kőzet geokémiai összetételek alapján az alkáli bazaltos magmacsomagok  $\geq 80$  km mélységben, az asztenoszférában képződhetnek gránát-lherzolit forráskőzet kismértékű részleges olvadásával (ahogy ezt már Harangi és mtsi. 1995-ös tanulmányukban is bemutatták). A vulkánkitöréseket megelőző időszakban, valamint az első kitörési fázis közben számos kis magmacsomag halmozódhatott fel és akadhatott meg a kéreg-köpeny határ környékén, amelynek következtében kialakulhatott egy magmatározó. Itt a magmadifferenciáció révén különböző fejlettségű olvadékok képződhettek, amelyeket a reverz zónás olivinek változatos,  $Fo_{66-85}$  összetételű magjai képviselnek. A tározóba több alkalommal is újabb friss, primitívebb magmák nyomultak (újratöltődés), erről a reverz zónás olivinek magja körüli  $Fo$ -gazdagabb növekedési zónák és peremek tanúskodnak. A feltörő magmák olivin (illetve néhány ortopiroxén) xenokristályokat szakíthattak fel a szubkontinentális litoszféraköpeny peridotit falkőzetéből. Ezekre az olivin xenokristályokra fenokristály *s.s.* olivinek nőttek, amelyek elszigetelték őket az olvadéktól (megvédve így a további visszaoldódástól). Az olivinek (mind az 1-es típusú normál zónás és a reverz zónás olivinek) kialakulása rendszerint megelőzte a klinopiroxének kristályosodását. Elhagyva a magmatározót, ahol a fő klinopiroxén kristályosodás történhetett, már csak a mikrofenokristály és alapanyag fázisok válhattak ki a magma felszín felé áramlása közben.



**5.15. ábra:** A Kissomlyó vulkáni központ alatti magmás rendszer sematikus petrogenetikai modellje. LAB = litoszféra-asztenoszféra határ, gt = gránát. Az ábra méretarányos. A kéreg- és litoszféravastagság forrása: Horváth (1993).

A freatomagmás kitörési termékek és a lávakőzetek között megjelenő tavi üledékes egység arra utal, hogy a vulkáni működésben több évszázad – évezred hosszúságú szünet következhetett be. A vulkáni aktivitás felújulása ugyanazon a helyen ilyen jelentős hosszúságú nyugalmi időszakot követően felveti a kérdést, hogy azon időtartam alatt, amikor nem volt vulkáni működés, vajon aktív maradhatott-e a mélybeli magmás rendszer, és a magmatározóban



ez idő alatt is tovább zajlódhatott-e a differenciáció, valamint a friss primitívebb magmák időszakos benyomulása. A részletes ásványszöveti-zónássági-kémiai vizsgálatok eredményei ezt nem támasztják alá. Hosszú idejű differenciációs folyamatok következtében zónás magmatározó alakulhat ki (pl. Rothenberg; Schmincke és mtsi., 1983). U-soros korvizsgálatok eredményei (pl. Etna: Condomines és mtsi., 1995) és recens megfigyelések (El Hierro: Martí és mtsi., 2013a, b) azt mutatják, hogy pár évszázad alatt, illetve akár fél éven belül is kémiai diverzitás alakulhat ki a magmatározókon belül. A tározóba történő újabb magmabenyomulások és az általuk előidézett keveredés folyamatának rögzülnie kell az ásványok kémiai sztratigráfiájában. Ugyanakkor a Kissomlyó esetében a későbbi (2. és 3.) kitörési egységekben az 1. egységhez képest alárendeltebb a reverz zónás olivinek mennyisége, reverz zónás klinopiroxén pedig egyáltalán nem található bennük. Továbbá a későbbi kitörési egységeket képviselő kőzetek összetétele valamivel közelebb áll a primitívebb magmaösszetételhez, vagyis kisebb mértékű differenciáció előzte meg a szünet utáni kitöréseket. Mindezek alapján arra a következtetésre juthatunk, hogy az első kitörési fázis után a magmás rendszer valószínűleg befagyott, majd évszázadokkal – évezredekkel később egy új magmás rendszer épült fel közvetlenül a második kitörési fázis előtt. A vulkáni képződmények rétegsoron keresztül tapasztalt teljes kőzet geokémiai hasonlósága azt jelzi, hogy egy stabil magmaképződési zóna valószínűsíthető, amely hasonló összetételű elsődleges magmákat szolgáltatott, továbbá a felszínre került magmacsomagok hasonló differenciációs folyamatokon mentek keresztül.

A szakirodalom alapján ritkák a szakaszos működéssel jellemezhető monogenetikus vulkáni központok, vagyis amelyek esetében jelentős hosszúságú nyugalmi időszak után ugyanazon a helyen felújul a vulkáni aktivitás. A legjobban tanulmányozott ilyen kitörési centrum a Rangitoto vulkán (Auckland Vulkáni Terület), amelyet viszont a Kissomlyóval ellentétben két jelentősen eltérő (egy alkáli és egy szubalkáli) összetételű magmacsomag épített fel, körülbelül 1000 éven keresztül működött megszakításokkal, és sokkal nagyobb a vulkáni felépítmény térfogata (McGee és mtsi., 2011; Needham és mtsi., 2011; Shane és mtsi., 2013).

Összességében elmondható, hogy a Kissomlyó egy ritka példája azon monogenetikus vulkáni centrumoknak, amelyek felépülését egy jelentősebb szünet szakította meg. A vulkáni működésben bekövetkezett hosszú nyugalmi periódus ellenére azonban a rétegsoron keresztül nincs számottevő változás a felszínre került magmák összetételében. Ez a szakirodalomból ismert példákhoz képest egyedi sajátosság, ugyanis a hasonlóképpen vizsgált monogenetikus vulkáni központok esetében rendszerint nagy kémiai változékonyságot tapasztaltak a rétegsoron belül. Továbbá a Kissomlyó esetében a mélybeli magmás rendszer felépülésében és

fejlődésében részt vevő magmák össztérfogata jóval nagyobbra becsülhető, mint a felszínen észlelt vulkáni képződmények térfogata. Vagyis egy ilyen kis ( $\sim 0,002 \text{ km}^3$ ) térfogatú kitörési központot is bonyolult fejlődésű magmás rendszer táplálhat.

A Kissomlyó esetében egyértelműen bizonyítható, hogy magmafelhalmozódás történt a kitöréseket megelőzően, amely a termobarometriai számolások eredménye alapján a kéreg-köpeny határ környékén történt. Ez felveti azt a lehetőséget, hogy a geofizikai módszerek által jelzett réteges Moho abból adódik, hogy ebben a mélységtartományban jelentős térfogatú magma-akkumuláció zajlott, amelyet időnként vulkánkitörések követtek a felszínen.

## **6. A Fekete-hegy vulkáni komplexum**

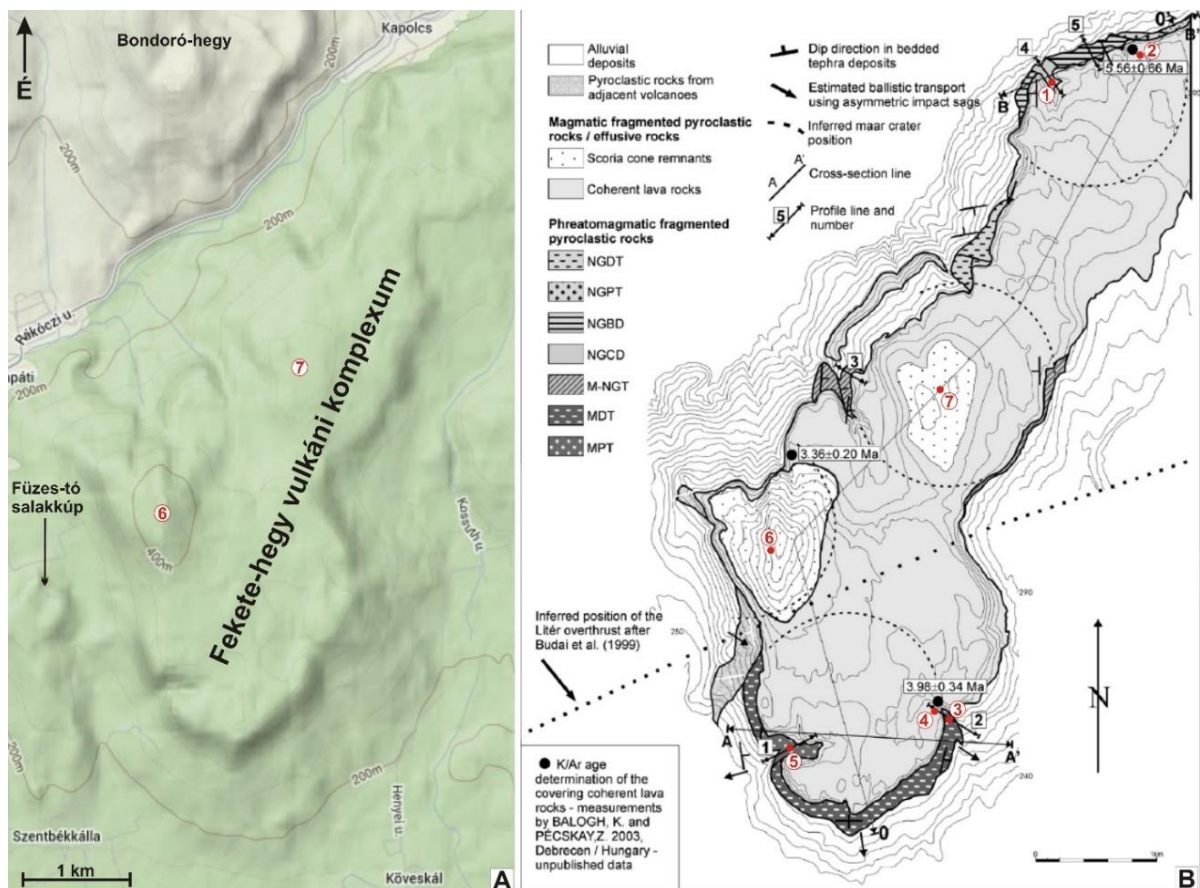
### **6.1. Fizikai vulkanológiai jellemzők és mintavétel**

A Fekete-hegy vulkáni komplexum (6.1. ábra) a Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület egyik legnagyobb kiterjedésű ( $> 10 \text{ km}^2$ ) vulkáni felépítménye, amely egy maar vulkáni komplexum. Ez az ÉÉK-DDNY irányú összetett rendszer több (legalább négy), egymáshoz közeli maar vulkánból áll, amelyek freatomagmás kitörési termékeire tömeges lávaközetek, továbbá a komplexum középső részén két salakkúp eróziós maradványa is települ (Martin és Németh, 2004; Auer és mtsi., 2007). A freatomagmás eredetű piroklasztitok a komplexum északi, középső és déli részén eltérő fizikai vulkanológiai bélyegekkel jellemezhetők (részletes leírásuk Auer és mtsi. (2007) tanulmányában olvashatók): pl. az északi tufagyűrű piroklasztitok neogén litoklasztokban (homokkő, aleurolit, márga, édesvízi mészkő), a déli oldalon lévők mezozoos litoklasztokban (mészkő, dolomit) gazdagok, a középső részen található tufagyűrű piroklasztitok pedig mind neogén, mind mezozoos litoklasztokat közel azonos mennyiségben tartalmaznak. Ezek alapján két különböző maar vulkáni típus különíthető el a komplexumon belül: a „kemény aljzatú” és a „puha aljzatú” maar (előbbi a déli, utóbbi az északi részen). A kettő közötti különbséget az okozta, hogy a feltörő bazaltos magma vízzel való kölcsönhatása különböző víztartó rétegekben történt; a komplexum középső részén mindkét típusú alapkőzetben történhetett magma-víz kölcsönhatás (Auer és mtsi., 2007).

A Fekete-hegy vulkáni komplexum lávaközeteiből néhány K/Ar, illetve egy újabb  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  koradat is rendelkezésre áll. Az északi részen található lávaközetekből (Kapolcs–Királykő) mért K/Ar korok  $3,48 \pm 0,44$  és  $5,92 \pm 0,36$  millió év között mozognak (Kapolcs – 1 fúrásból; Balogh és mtsi., 1986), továbbá egy újabb, felszíni minta K/Ar kora  $5,56 \pm 0,66$  millió évnek adódott (Balogh és Pécskay, 2003, nem publikált adat). A komplexum déli részének lávaközeteiből korábban  $2,64 \pm 0,18$  és  $2,92 \pm 0,24$  millió év közötti K/Ar korokat kaptak (Balogh és mtsi., 1986), majd ezt követően  $3,98 \pm 0,34$  millió éves K/Ar kort mértek (Balogh és Pécskay, 2003, nem publikált adat). A komplexum középső részén, a Boncsos-tető salakkúptól északra gyűjtött lávaközet K/Ar kora  $3,36 \pm 0,20$  millió év (Balogh és Pécskay, 2003, nem publikált adat). Egy, a déli részen található lávaközetből (Vaskapu-völgy) származó mintán  $3,81 \pm 0,02$  millió éves  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kort mértek (Wijbrans és mtsi., 2007).

A fizikai vulkanológiai vizsgálatok és a K/Ar koradatok alapján Auer és mtsi. (2007) az alábbi fejlődéstörténeti modellt állították fel. A freatomagmás vulkáni működés északon kezdődött, ahol a feltörő bazaltos magma nedves, részben konszolidálatlan üledékekkel lépett

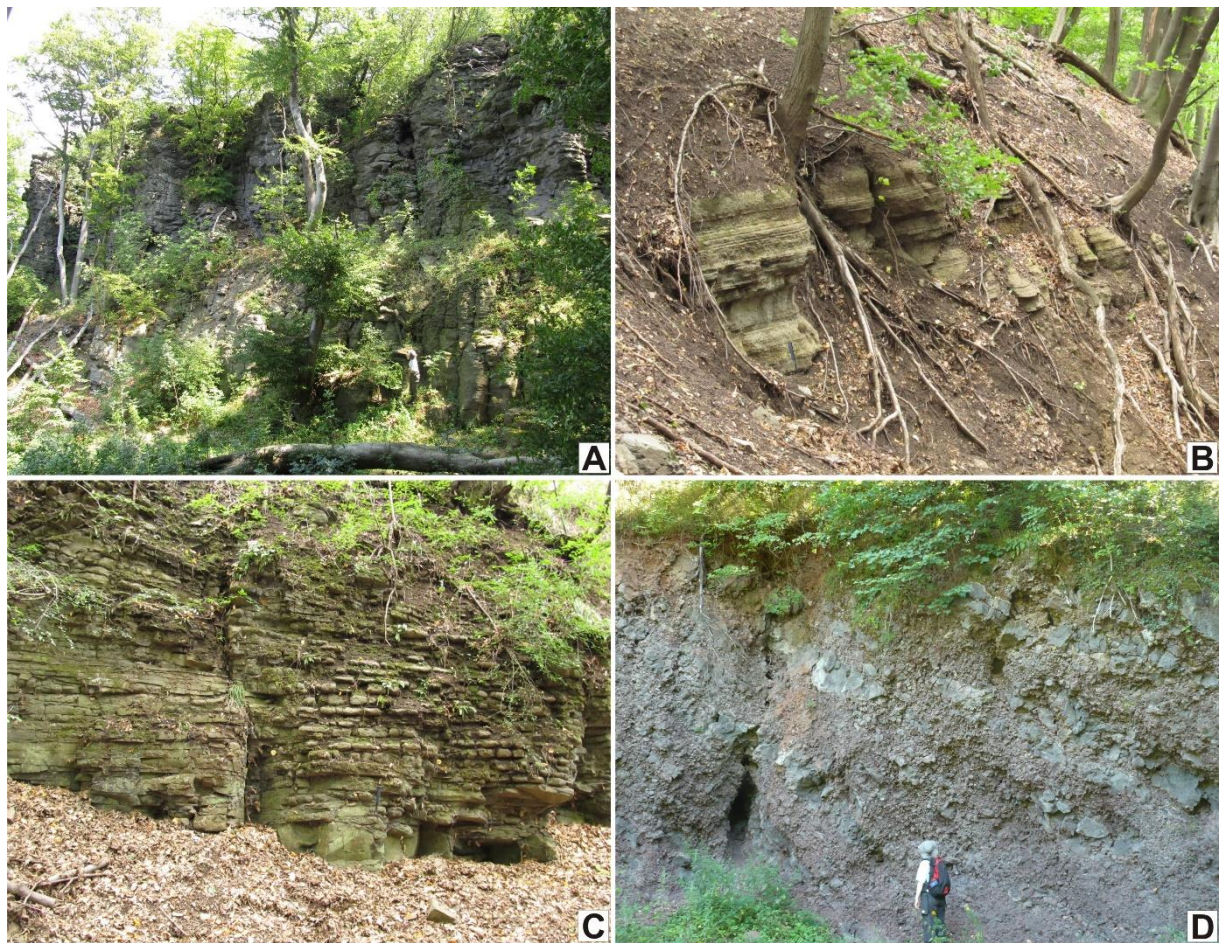
kölcsönhatásba, amelynek eredményeként egy szabálytalan alakú „puha aljzatú” maar jött létre. A vízutánpótlás hiánya következtében megváltozott a kitörések jellege, és effuzív kőzetek képződtek. A középső maar vulkán vagy az északival egy időben, vagy azt követően alakult ki, amely során feltételezhetően először a sekély mélységű neogén üledékekben, majd az alattuk lévő mezozoos karbonátokban történt a magma-víz kölcsönhatás. A déli részen a feláramló magma a karsztos víztartóval találkozott, amelynek következtében „kemény aljzatú” maarok képződtek. Ahogy itt is elfogyott a vízutánpótlás, lávaöntő kitörések következtek, amelyek során kialakult egy tufagyűrűn belüli lávató. Végül magmás robbanásos kitörések zajlottak, amelyek felépítettek két salakkúpot. Recens analógiák alapján (pl. az Etnán, Strombolin, Izlandon, Hawaii-on) viszont azt látjuk, hogy a lávaöntő és a magmás robbanásos kitörések általában (időben és térben is) egymással összekapcsolódva zajlanak. Ezért nem tartom indokoltnak a Fekete-hegy vulkáni komplexum esetében sem időben elkülöníteni a kitöréstípusokat, vagyis a lávaöntő és a salakszóró kitöréseket. Azonban ezt további terepi megfigyelésekkel szükséges alátámasztani.



**6.1. ábra:** A: a Fekete-hegy vulkáni komplexum és közvetlen környezete topográfiai térképen (forrás: google maps); B: a Fekete-hegy vulkáni komplexum földtani térképe (forrás: Auer és mtsi., 2007), amelyen a piros pontok és számok az általam begyűjtött kőzetminták lelőhelyeit jelzik: 1 = Kecse-hegy és Kopasz-hegy közötti tufagyűrű piroklasztit, 2 = Királykő - oszlopos lávakőzet, 3 = vaskapu-völgyi tufagyűrű piroklasztit, 4 = Vaskapu-völgy - oszlopos-lemezes lávakőzet, 5 = Bocskorkúti-völgyi tufagyűrű rétegsor, 6 = Boncsos-tető salakkúp, 7 = Gajos-tető salakkúp.



Ahhoz, hogy megismerjük, milyen magmák táplálták a vulkáni komplexumot felépítő kisebb vulkánokat, terepi munkám során számos kőzetmintát gyűjtöttem a komplexum különböző részeiről (6.1B ábra). Mintákat vettem az északi oldalon a tufagyűrű piroklasztitból (lapillikő, lapillitufa) és a masszív lávakőzetből (Kapolcs-Királykő), a délkeleti oldalon a Vaskapu-völgyben feltáruló tufagyűrű piroklasztitokból (tufa, lapillitufa, lapillikő) és oszlopos-lemezes lávakőzetekből, a délnyugati oldalon a Bocskorkúti-völgyi tufagyűrű rétegsorból (lapillikő, lapillitufa), valamint a Boncsos-tető és a Gajos-tető salakkúpokról (salakos breccsák, változatos megjelenésű bazaltbombák, hólyagos bazaltok; 6.2 ábra).



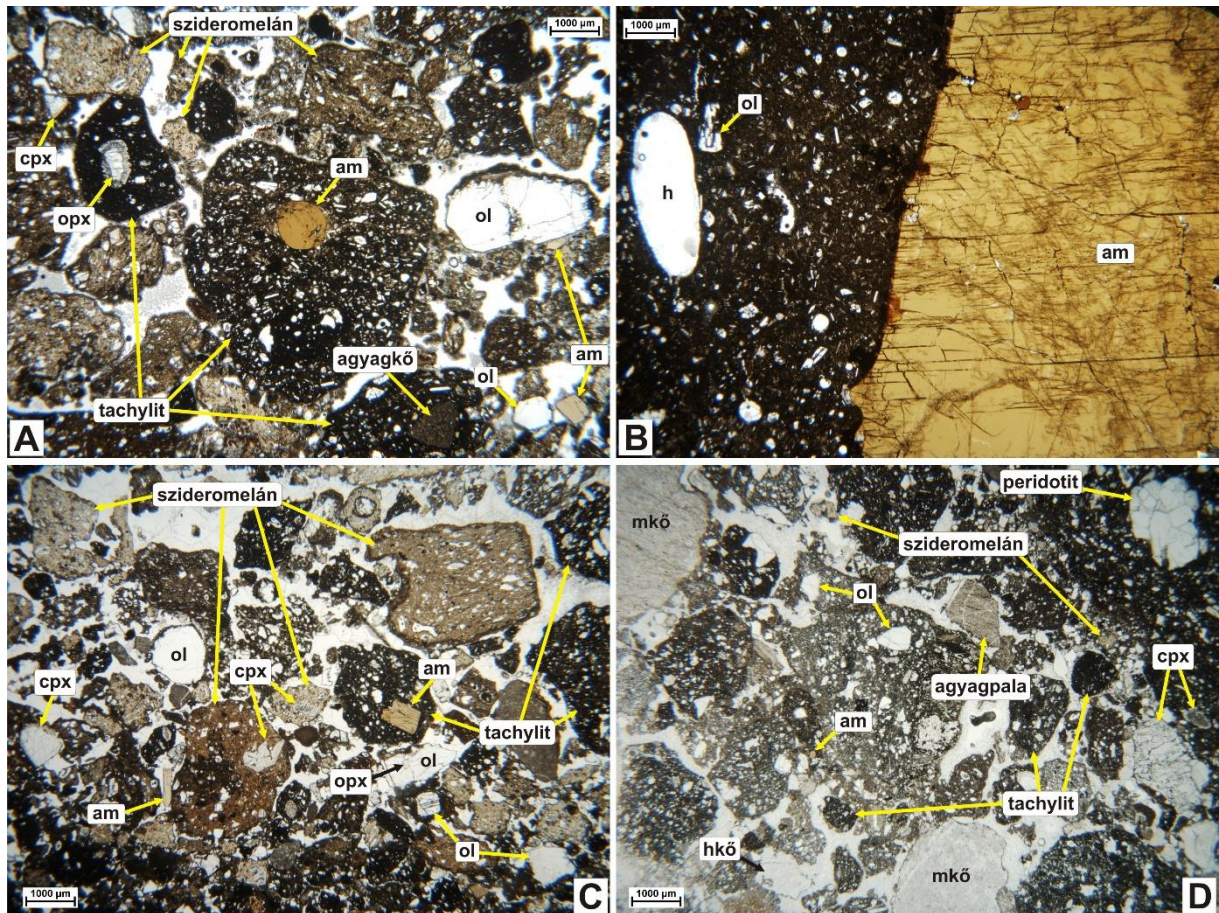
**6.2. ábra:** Feltárásfotók. A: a Királykő oszlopos-pados lávakőzete (6.1B ábra – 2. pont); B: a Vaskapu-völgyben feltáruló tufagyűrű piroklasztit rétegek (6.1B ábra – 3. pont); C: a Vaskapu-völgy tömeges (legalul) és lemezes lávakőzete (6.1B ábra – 4. pont); (D) a Boncsos-tető salakkúp belső szerkezetét feltáró felhagyott salakbánya fala (salakos breccsák, bazaltbombák, lávafröccs kőzetek (6.1B ábra – 6. pont).

## 6.2. Petrográfia és geokémia

### 6.2.1. Általános petrográfiai jellemzők

A vulkáni komplexum északi részén található tufagyűrű piroklasztitok (6.1B ábra – 1. pont) sajátossága, hogy rendkívül gazdagok megakristályokban (0,5-3 cm nagyságúak), amelyek megjelennek önálló piroklaszt típusként (kristályok) és a juvenilis piroklasztokban is (6.3B ábra). Leggyakoribb megakristályként amfibol fordul elő, kisebb mennyiségben klinopiroxén, illetve ritkán sötét csillám is. E megakristályok jellemzően változó mértékben lekerekítettek, a klinopiroxének gyakran szivacsos szövetűek. A lapillikövekben és lapillitufákban (amelyek gyakran utólagosan karbonátosodtak) a juvenilis törmelékeket változó kristály- és hólyagüreg-tartalmú, halványbarna és sötétbarna színű szideromelán és tachylit kőzetüvegszilánkok ( $\leq 3$  mm) (gyakran mállottak), valamint lapilli és bomba méretű (0,2-15 cm), porfíros szövetű, közepes – nagy hólyagüreg-tartalmú bazaltfragmentumok képviselik (6.3A ábra). Litoklasztként peridotitot, homokkövet, aleurolitot és agyagkövet találtam. Az alapanyagban szabadon előforduló kristályként, illetve kristálytöredékként ( $\leq 1,5$  mm) hipidiomorf – xenomorf amfibol, klinopiroxén (színtelen és zöld), olivin, ortopiroxén, kvarc jelenik meg. A juvenilis piroklasztokban a fenokristály *s.l.* fázisokat ( $\leq 4$  mm) olivin, klinopiroxén, ortopiroxén, amfibol, spinell, kvarc (mindig lekerekített és apró klinopiroxénekből + kőzetüvegből álló perem veszi körül) és ritkán plagioklász képviseli, amelyek változatos ásványszövetekkel jellemezhetők (6.3A ábra).



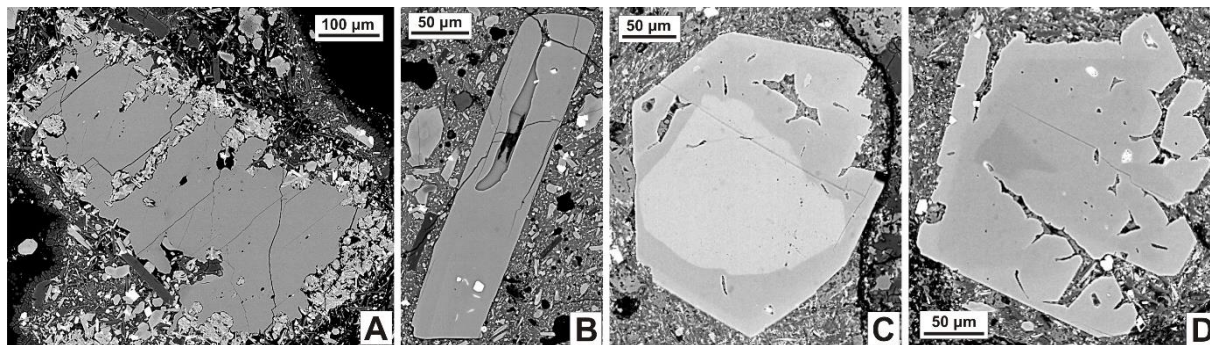


**6.3. ábra:** A Fekete-hegy vulkáni komplexumon gyűjtött tufagyűrű piroklasztitok általános szöveti fotói (optikai mikroszkópos fotók; IIN). A: lapillikő az 1-es mintavételi pontról; B: amfibol megakristály juvenilis bazaltfragmentumban (1-es mintavételi pont); C: lapillitufa a 3-as mintavételi pontról; D: lapillitufa az 5-ös mintavételi pontról. Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén, am = amfibol, h= hólyagüreg, hkő = homokkő, mkő = mészkő.

Az olivinek nagy része idiomorf – hipidiomorf és legtöbbször vázkristályos ( $\leq 0,8$  mm), amelyek változatos megjelenésű normál és reverz zónásságot mutatnak, valamint gyakran tartalmaznak sötétbarna-világosbarna-világoszöld spinell zárványokat ( $2-20\ \mu\text{m}$ ). Az olivinek között jellemzően előfordulnak xenomorf, lekerekített, unduláló kioltású kristályok ( $\leq 4$  mm) is, amelyekben esetenként hipidiomorf – xenomorf (sokszor lekerekített), sötét- és világosbarna spinell zárványok ( $\leq 100\ \mu\text{m}$ ) láthatók. A klinopiroxének ( $\leq 1$  mm) sajátalakúak – félig sajátalakúak, amelyek rendszerint egy xenomorf, lekerekített, szintelen vagy világoszöld, gyakran szivacsos-/szitaszövetű kristálymaggal és egy világosbarna, szektor zónás peremmel rendelkeznek. Az ortopiroxének ( $\leq 1,5$  mm) nem sajátalakúak, lekerekítettek, és minden esetben egy finomszemcsés reakcióperem veszi körül őket (olivin + klinopiroxén + közetüveg  $\pm$  spinell), amelyre gyakran világosbarna, szektor zónás klinopiroxén van ránőve. Az amfibolok ( $\leq 1$  mm) pleokroósak, világos-sötétbarna színűek, általában nem sajátalakúak és erőteljesen lekerekítettek (ezeknek ritkán opacitos reakcióperemük is van), de megjelennek közöttük

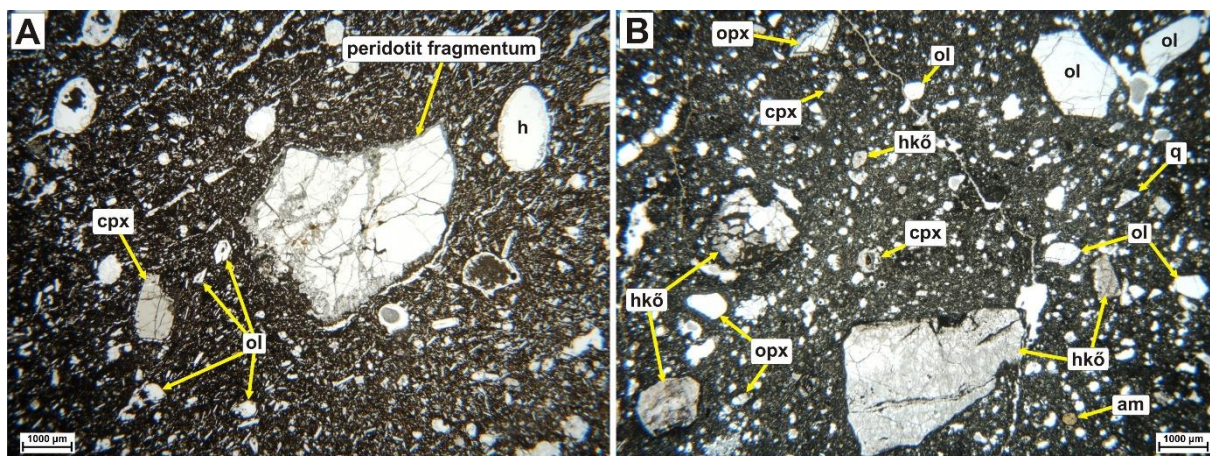


idiomorf – hipidiomorf kristályok is, amelyek legtöbbször zónásak (6.4. ábra). A spinellek ( $\leq 0,6$  mm) szabálytalan alakúak, lekerekítettek, világos-sötétbarna színűek, és rendszerint egy fekete perem veszi körül őket.



**6.4. ábra:** A tufagyűrű piroklasztitokban megjelenő amfibol kristályok változatos szöveti és zónássági jellemzői (visszaszórt elektronképek). A: xenomorf, homogén amfibol opacitos reakcióperemmel; B: hipidiomorf, kissé lekerekített, homogén amfibol; C: hipidiomorf, reverz zónás amfibol lekerekített maggal és vázkristályos peremmel; D: hipidiomorf, normál zónás amfibol xenomorf maggal és vázkristályos peremmel.

A nem-egyensúlyi ásványszövetek, vagyis a xenomorf megjelenés, a lekerekített, visszaoldódott szegélyek, szivacsos-/szítaszövetek, reakcióperemek nagyon hasonlóak a bondorói és füzes-tói bazaltokban megfigyelt ásványszövetekhez (Jankovics és mtsi., 2009, 2013) (csak annyi a különbség, hogy a másik két bazaltban amfibolok nem fordulnak elő). Mindezek alapján a xenomorf olivinek, ortopiroxének, spinellek, amfibolok, valamint a klinopiroxének szintelen és zöld magja idegen eredetűek, vagyis xenokristályok (mennyiségük kisebb, mint a bondorói és füzes-tói bazaltokban). Továbbá a juvenilis bazaltfragmentumokban kisebb peridotit fragmentumok ( $\leq 7$  mm), valamint ritkán törmelékes üledékes kőzetzárványok ( $\leq 1$  mm) is előfordulnak (6.5A ábra). Mikrofenokristályként (*s.l.*) idiomorf – hipidiomorf olivin (normál, reverz zónás), klinopiroxén (szektor zónás), amfibol (zónás), plagioklász és Fe-Ti-oxidok vannak jelen. Az olivinek és a klinopiroxének gyakran alkotnak glomerokristályokat (együtt és külön-külön is). A bazaltfragmentumok alapanyagát olivin, klinopiroxén, plagioklász, Fe-Ti-oxidok és kis mennyiségű kőzetüveg alkotja.

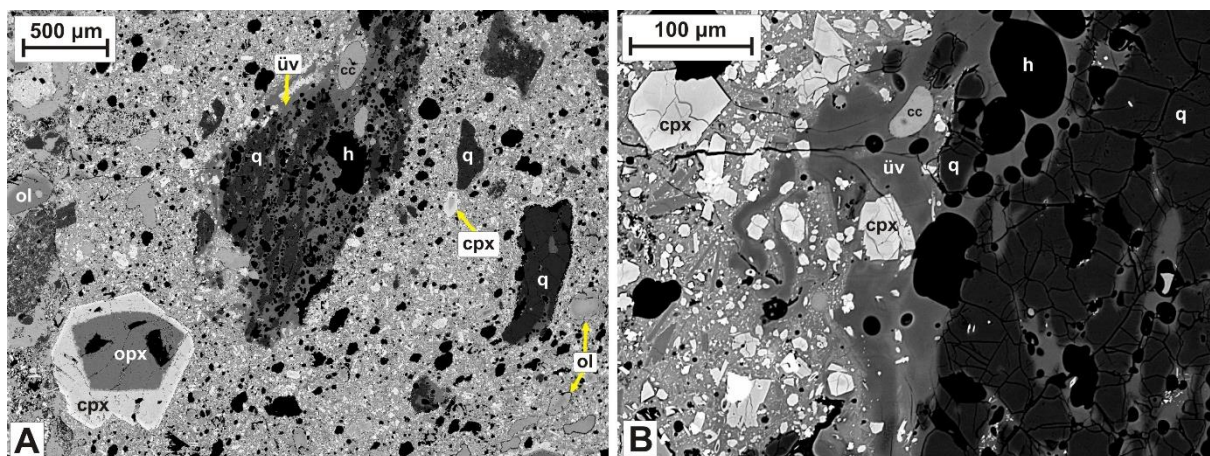


**6.5. ábra:** A tufagyűrű piroklasztitokban található juvenilis bazaltfragmentumok általános szöveti fotói (optikai mikroszkópos fotók; IIN). A: az 1-es mintavételi pontról származó minta; B: az 5-ös mintavételi pontról származó minta. Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén, am = amfibol, h= hólyagüreg, q = kvarc, hkő = homokkő.

A délkeleti oldalon (Vaskapu-völgy) (6.1B ábra – 3. pont) gyűjtött tufagyűrű piroklasztitok (tufa, lapillitufa, lapillikő) (6.3C ábra) az északi piroklasztitoktól mindössze annyiban különböznek, hogy kisebb mértékben karbonátosodtak, nem tartalmaznak megakristályokat, litoklasztként mészkő is előfordul bennük, és a juvenilis bazaltfragmentumok csak lapilli méretben (2-64 mm) jellemzők.

A délnyugati oldalon (Bocskorkúti-völgy) (6.1B ábra – 5. pont) megmintázott tufagyűrű piroklasztitok (lapillikő, lapillitufa) (6.3D ábra) több különbséget is mutatnak az előzőekhez képest. Megakristályok itt sem fordulnak elő, a litoklasztok között pedig uralkodó a mészkő. A két másik mintavételi helyen gyűjtött piroklasztitokban észleltekhöz képest itt a juvenilis piroklasztok között jóval kisebb a szideromelán közetüvegszilánkok mennyisége, amelyekre rendszerint kisebb méret (<1 mm) és halványbarna szín jellemző. A juvenilis bazaltfragmentumokban az előzőekhez képest több a xenokristály (olivin, ortopiroxén, spinell, amfibol, klinopiroxén, kvarc), valamint nagy mennyiségű törmelékes üledékes közetzárvány (homokkő, aleurolit, agyagkő; 0,2-4 mm nagyságúak) található bennük (6.5B ábra): ezekben gyakran megfigyelhető, hogy az ásványszemcsék nagymértékben visszaoldódtak, a közöttük lévő teret pedig hólyagüreg-gazdag közetüveg tölti ki (6.6. ábra). Ezek a szöveti bélyegek arra utalnak, hogy e sziliciklasztos xenolitok (amelyek a kéregből származnak) a bazaltos magmában megolvadtak. Továbbá a bazaltfragmentumokban található peridotit xenolitok ( $\leq 1$  cm) gyakran tartalmaznak amfibolt.



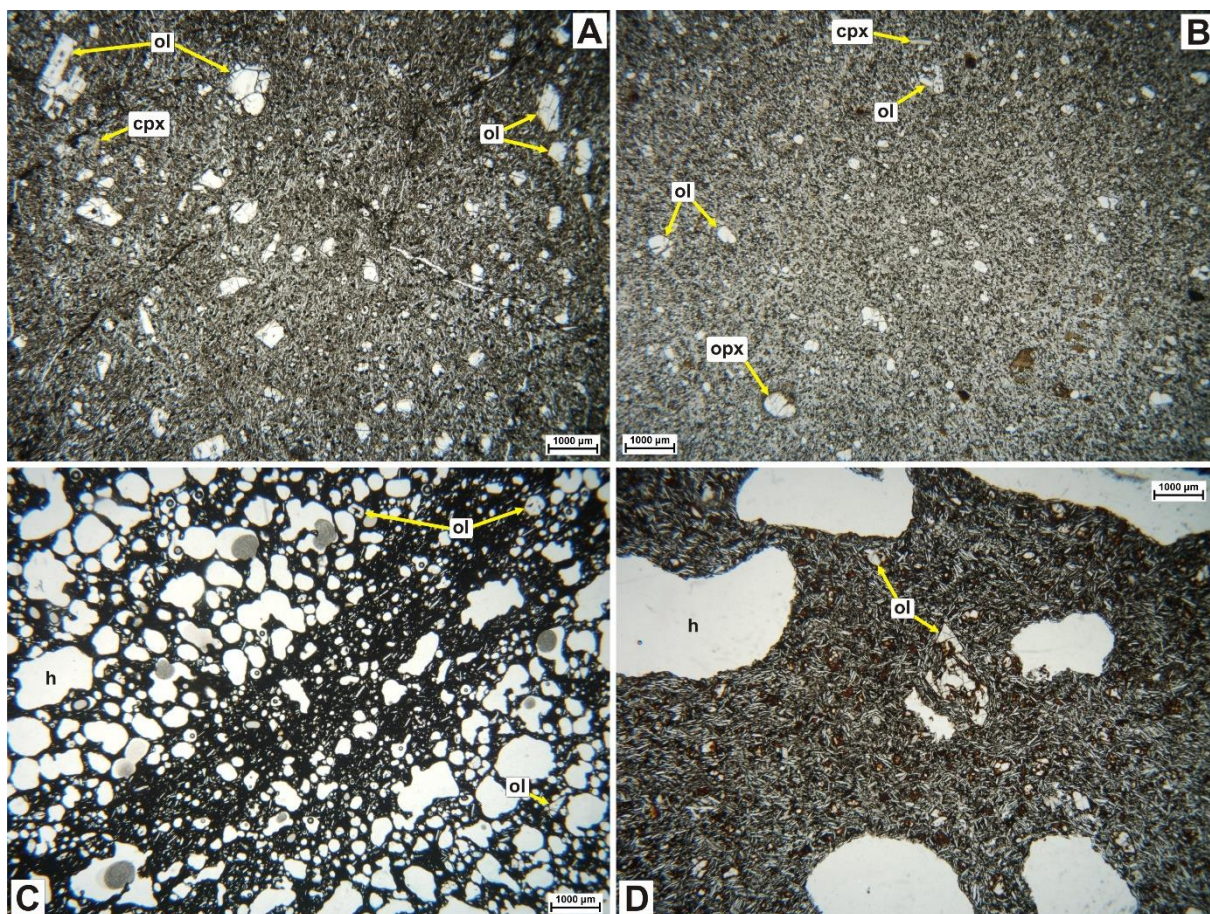


**6.6. ábra:** A: az 5-ös mintavételi pontról származó juvenilis bazaltfragmentumok jellemző képe: megolvadt sziliciklasztos kéregzárvány (középen) és azok darabjai körülötte; B: a megolvadt zárvány egy részének kinagyított képe, amelyen megfigyelhető a kvarc szemcsék közötti hólyagüreges közetüveg és a kéregzárvány kontaktusa a bazalt alapanyaggal (visszaszórt elektronképek). Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén, q = kvarc, üv = közetüveg, h= hólyagüreg, cc = kalcit.

A vulkáni komplexum északi részén található masszív lávakőzetek (Királykö) (6.1B ábra – 2. pont) porfíros szövetűek, hólyagüreg-mentesek, alapanyaguk holokristályos (6.7A ábra). A fenokristály *s.l.* fázisokat elsősorban olivin és kis mennyiségben klinopiroxén > plagioklász képviseli. Az olivinek ( $\leq 1$  mm) idiomorf – hipidiomorf, gyakran vázkristályos megjelenésűek, normál zónásságot mutatnak, és gyakran 1-15  $\mu\text{m}$  nagyságú, sötétbarna színű króm-spinell zárványokat tartalmaznak. Ritkán előfordul néhány xenomorf olivin xenokristály ( $\leq 1$  mm) is. A klinopiroxén ( $\leq 400$   $\mu\text{m}$ ) sajátalakú – félig sajátalakú, világosbarna színű és szektor zónás. Mikrofenokristályként (*s.l.*) olivin, klinopiroxén, plagioklász és Fe-Ti-oxidok jelennek meg. Az alapanyagot olivin, klinopiroxén, plagioklász, Fe-Ti-oxid és apatit mikrolitok alkotják.

Az északi lávakőzetekhez képest a déli oldalon (Vaskapu-völgy) (6.1B ábra – 4. pont) gyűjtött lávakőzetek annyiban térnek el, hogy finomabb szemcseméretűek (6.7B ábra), az olivinek  $\leq 700$   $\mu\text{m}$ -esek, viszont a klinopiroxének között esetenként előfordulnak 600-700  $\mu\text{m}$  nagyságúak is. Gyakoriak az olivinekből és klinopiroxénekből álló glomerokristályok (együtt és külön-külön is). A néhány olivin xenokristály ( $\leq 500$   $\mu\text{m}$ ) mellett egy-két ortopiroxén xenokristály (reakcióperemmel) is megjelenik. Továbbá ritkán előfordulnak homokkő xenolitok ( $\leq 1$  cm) is ezekben a lávakőzetekben.





**6.7. ábra:** Általános szöveti képek a lavakőzetekről és a salakkúpokon gyűjtött kőzetekről (optikai mikroszkópos fotók; IIN). A: a Királykő lavakőzete; B: a vaskapu-völgyi lavakőzet; C: a Boncsos-tetőről származó bazaltsalak; D: a Gajos-tetőn gyűjtött hólyagos bazalt. Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén, h= hólyagüreg.

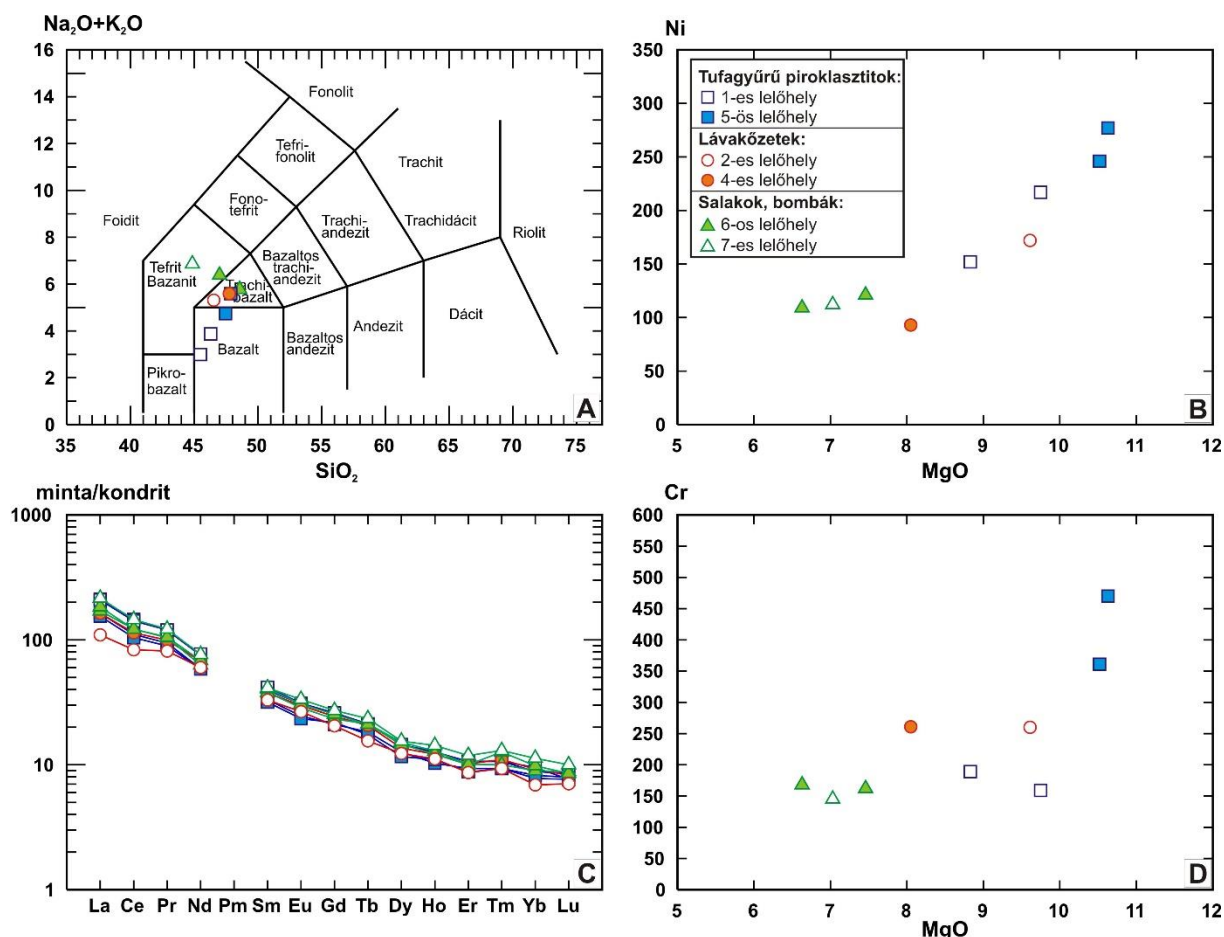
A Boncsos-tető salakkúpon (6.1B ábra – 6. pont) gyűjtött salakok és bazaltbombák fekete – vörös színűek, nagy, illetve közepes hólyagüreg-tartalommal jellemezhetők, szövetük porfiros (6.7C ábra). Fenokristály *s.l.* fázisként csak olivin ( $\leq 500 \mu\text{m}$ ) jelenik meg, illetve kisebb mennyiségben plagioklász ( $\leq 250 \mu\text{m}$ ) is előfordul. Az olivinek sajátalakúak – félig sajátalakúak, legtöbbször vázkristályosak, normál zónásak, szélük gyakran iddingzitesedett, és rendszerint sötétbarna színű, 1-12  $\mu\text{m}$  nagyságú króm-spinell zárványokat tartalmaznak. Egy-két nem sajátalakú olivin xenokristály ( $\leq 1 \text{ mm}$ ) itt is előfordul. A mikrofenokristályokat (*s.l.*) olivin, klinopiroxén, plagioklász és Fe-Ti-oxidok képviselik. Az alapanyag olivin, klinopiroxén, plagioklász, Fe-Ti-oxid és apatit mikrolitokból, valamint kevés kőzetüvegből áll. Helyenként megjelennek sziliciklasztos kőzetzárványok ( $\leq 2 \text{ cm}$ ) is.

A Gajos-tető salakkúp eróziós maradványán (6.1B ábra – 7. pont) található salakok, bazaltbombák, hólyagos bazaltok (6.7D ábra) jellemzői megegyeznek a boncsos-tetői kőzetekével, csak pár kisebb különbség figyelhető meg: az olivinek ritkán 1-2 mm-es nagyságot is elérnek, esetenként klinopiroxén is előfordul fenokristály *s.l.* fázisként ( $\leq 300 \mu\text{m}$ ), a kevés olivin xenokristály mérete pedig  $\leq 2,5 \text{ mm}$ .

### 6.2.2. Teljes kőzet geokémia

A Fekete-hegy vulkáni komplexumot felépítő bazaltos kőzeteknek csak egy részéből (a Királykőről, a Boncsos-tetőről és a déli oldalon található lávakőzetekből) ismerünk néhány korábbi teljes kőzet geokémiai adatot (Jugovics, 1976; Embey-Isztin és mtsi., 1993b; Harangi, 1994, nem publikált adat). Kutatásom során a 6.1B ábrán jelölt hét mintavételi pontból egy kivételével (3-as pont) mindegyiken gyűjtöttem kőzetmintákat teljes kőzet fő- és nyomelem geokémiai elemzésre: két-két juvenilis bazaltfragmentumot a tufagyűrű piroklasztitokból (1-es és 5-ös pont), egy-egy lávakőzet mintát (a 2-es és a 4-es pontról), egy salakot és egy bazaltbombát a Boncsos-tetőről (6-os pont) és egy bazaltbombát a Gajos-tetőről (7-es pont). A 3-as ponttal jelzett vaskapu-völgyi tufagyűrű piroklasztitokból azért nem történt teljes kőzet geokémiai elemzés, mert egyrészt innen nem sikerült a méréshez megfelelő méretű és üde juvenilis bazaltfragmentumokat gyűjteni, másrészt a fizikai vulkanológiai jellemzők alapján ez a piroklasztit rétegsor ugyanahhoz a maar vulkáni kráterhez tartozik, mint az 5-ös mintavételi ponttal jelölt Bocskorkúti-völgyi freatomagmás kitörési termékek.

A kőzetminták  $\text{SiO}_2$ - és összalkália-tartalmuk alapján bazanitos, trachibazaltos és bazaltos összetételt mutatnak (6.8A ábra). A vizsgált minták MgO-tartalma 6,6-10,6 t% között, Mg-száma ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ) 54,8-71,9 között változik. A legprimitívebb összetételt (10,5-10,6 t% MgO, 246-277 ppm Ni, 361-470 ppm Cr) az 5-ös lelőhely tufagyűrű piroklasztitjaiból gyűjtött juvenilis bazaltfragmentumok mutatják (6.8B, D ábra), viszont e nagy Mg, Ni és kiugróan nagy Cr-tartalmak valószínűsíthetően a bazaltfragmentumokban jelen lévő nagy mennyiségű xenokristály következményei. A vizsgált minták közül a legfejlettebb összetételek (6,6-7,5 t% MgO, 109-121 ppm Ni, 145-168 ppm Cr) a salakkúpokon gyűjtött kőzetekre jellemzők (6.8B, D ábra). A déli freatomagmás kitörési egységből származó mintákhoz képest az északiak (1-es lelőhely) kisebb MgO- (8,8-9,8 t%), Ni- (152-217 ppm) és Cr-tartalmúak (159-189 ppm). A lávakőzetek közül az északi (2-es lelőhely) nagyobb MgO- (9,6 t%) és Ni-tartalommal (172 ppm) jellemezhető, mint a déli (4-es lelőhely) (8,1 t% MgO, 93 ppm Ni), viszont Cr-tartalmuk azonos (260 ppm). A kondrit összetételre (Nakamura, 1974) normált ritkaföldfém-eloszlási diagramon a vizsgált kőzetek egymáshoz hasonló lefutással jellemezhetők, és a lemezen belüli alkáli bazaltokra jellemző eloszlást mutatják (6.8C ábra). Az északi lávakőzet a többihez képest az erősen inkompatibilis nyomelemekben (pl. La, Ce) szegényebb.



**6.8. ábra:** A Fekete-hegy vulkáni komplexumon gyűjtött kőzetminták teljes kőzet összetétele a (A) TAS-diagramon (Le Bas és mtsi., 1986), a (B) MgO (t%) - Ni (ppm) diagramon, a (C) kondrit összetételre (Nakamura, 1974) normált ritkaföldfém eloszlási diagramon, valamint a (D) MgO (t%) - Cr (ppm) diagramon.

### 6.2.3. Ásványszövet és -kémia

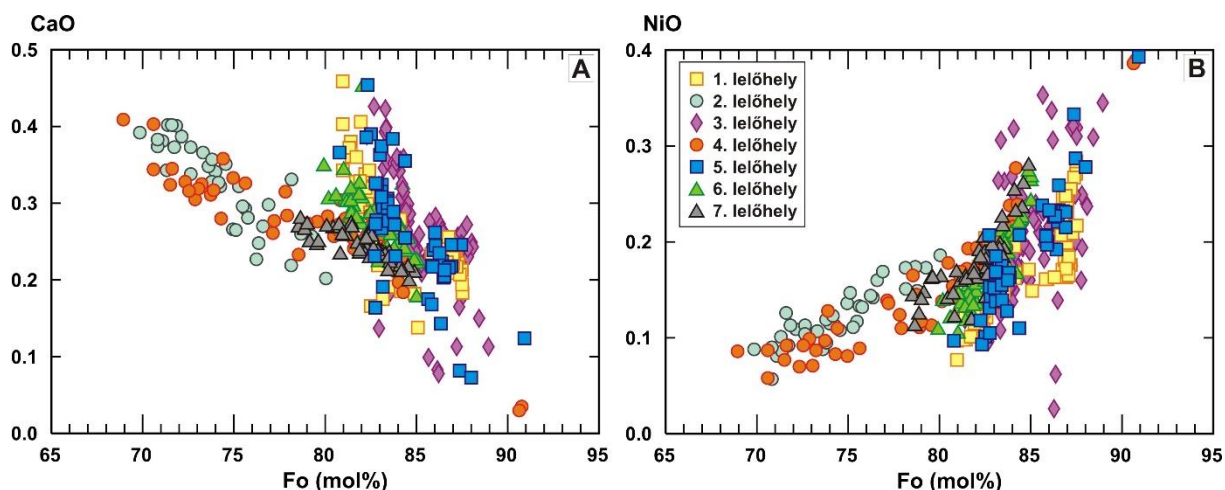
#### 6.2.3.1. Olivin

A 6.9. ábra az összes mért olivin összetételét mutatja lelőhelyenként ábrázolva. A Fo-tartalom az összes vizsgált mintát tekintve 68,9 és 90,9 mol% között mozog, az egyes kőzettípusokban található olivinek összetétele átfed, de a tufagyűrű piroklasztitokban (1., 3. és 5. lelőhely) jellemzők a forsteritben leggazdagabb olivinek (80,8-89 mol%). A lávaközetekben (2. és 4. lelőhely) található olivinek esetében figyelhető meg a legnagyobb Fo-tartalombeli változékonyság és a legkisebb Fo-tartalmak (68,9-84,3 mol%). A salakkúpokat képviselő minták (6. és 7. lelőhely) olivinjeinek Fo-tartalma mutatja a legkisebb változékonyságot (78,5-85 mol%). Az egyik freatomagmás kitörési termékben (5. lelőhely) és az egyik lávaközetben (4. lelőhely) mért kiugróan magas Fo- és NiO-tartalmú (90,6-90,9 mol% és 0,39 t%) és alacsony CaO-tartalmú (0,03-0,12 t%) olivinek szövetük és összetételük alapján egyértelműen



litoszféraköpeny-eredetű xenokristályokat képviselnek (ezeknek a részletesebb vizsgálata nem képezi doktori munkám részét).

A 6.9A, B ábrán megfigyelhető, hogy az olivinek Fo-tartalma a CaO-koncentrációval negatív, a NiO-tartalommal pedig pozitív korrelációt mutat, viszont a különböző típusú kőzetek olivinjei eltérő meredekségű Fo-CaO és Fo-NiO trendekkel jellemezhetők, továbbá a tufagyűrű piroklasztitok esetében két egymással közel párhuzamos trend jelentkezik.

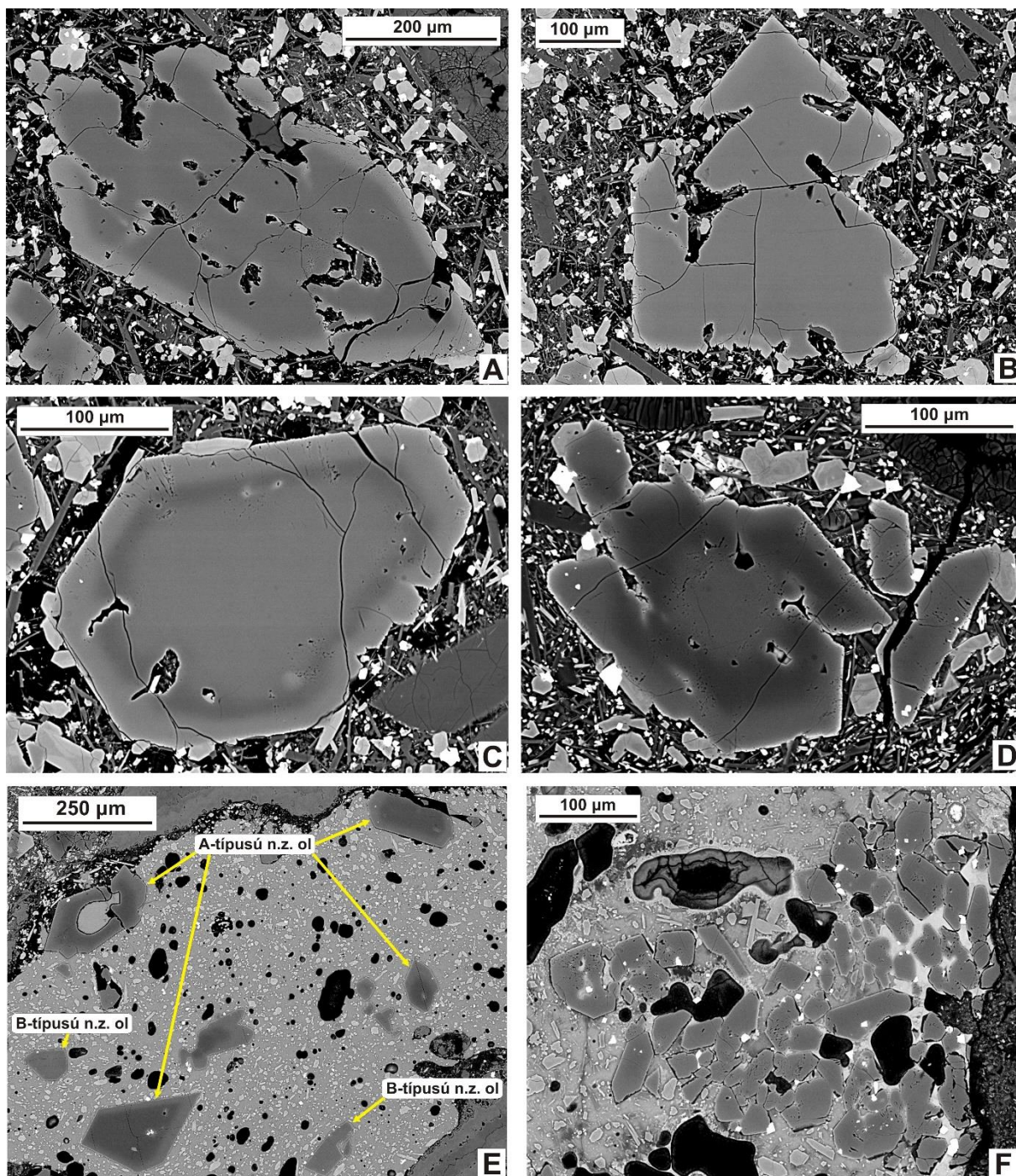


**6.9. ábra:** Az összes mért olivin összetétele a (A) Fo-CaO és a (B) Fo-NiO diagramon lelőhelyenként ábrázolva.

A tufagyűrű piroklasztitokban a szideromelán és tachylit kőzetüvegekben, illetve a juvenilis bazaltfragmentumokban az idiomorf – hipidiomorf, vázkristályos olivin kristályok szövetét és kémiai összetételét vizsgáltam. Ezek az olivinek változatos zónásságot mutatnak (6.10. ábra), amelyek alapján három csoportba soroltam őket: A-típusú normál zónás, B-típusú normál zónás és reverz zónás olivinek. Az A-típusú normál zónás olivinek (6.10A ábra) rendszerint vázkristályosak, a BSE képeken megfigyelhető, hogy sötét, azaz Fo-gazdag magjuk sajátalakú (ritkán kissé lekerekített), amelyre egy szintén idiomorf, kisebb Fo-tartalmú perem következik. A mag és a perem határa jellemzően éles (hirtelen változik az összetétel), vagyis lépcsős a zónásság. A B-típusú normál zónás olivinek (6.10B ábra) gyakran vázkristályosak, és az A-típusú normál zónás kristályokéhoz képest vékonyabb a peremük. Magjuk és peremük határa nem éles, hanem folyamatosan csökken a Fo-tartalom a magtól a perem felé haladva, vagyis ez egy progresszív zónásság. A reverz zónás olivinek (6.10C, D ábra) esetében a mag hipidiomorf – xenomorf, lekerekített (ritkán sajátalakú), amelyre egy gyakran vázkristályos, Fo-gazdagabb köztes zóna, majd egy idiomorf perem következik. A mag és a köztes zóna határa, valamint a köztes zóna és a perem határa is éles, így ez egy „kettős” lépcsős zónásságnak tekinthető. A köztes zóna és a perem együtt általában ugyanolyan megjelenésű, mint az A-

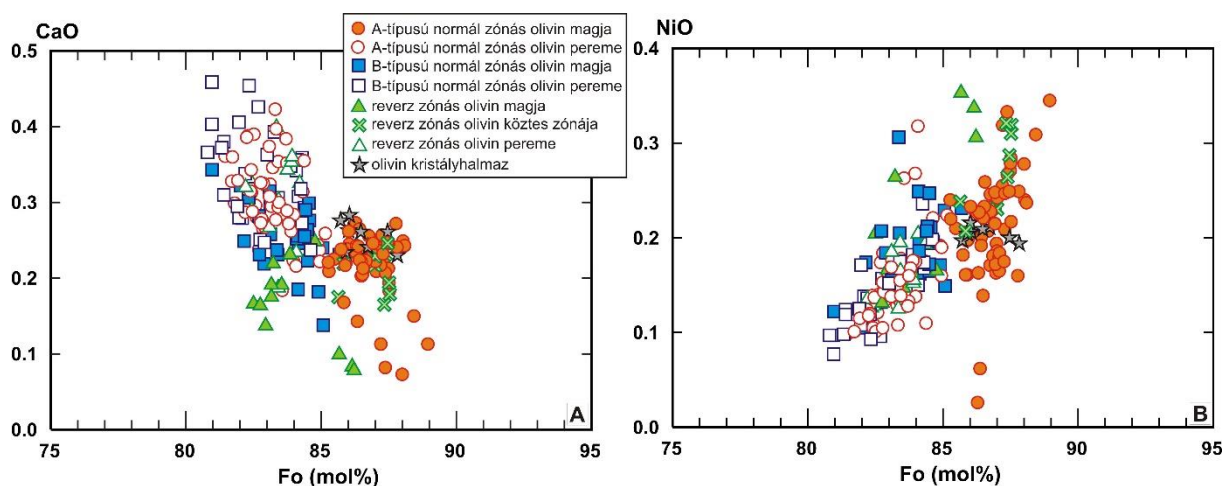


típusú normál zónás olivin kristályok magja és pereme. E háromféle zónássági típussal jellemezhető olivinek mindegyike nagyon gyakori a vizsgált kőzetekben, és mindig együtt, egymás mellett vannak jelen (pl. 6.10E ábra). Az egyik tufagyűrű piroklasztit (3. lelőhely) egy szideromelán kőzetüvegszilánkjában találtam egy olivin kristályhalmazt is, amelyet normál zónás olivinek és hozzájuk kapcsolódó spinellek alkotnak (6.10F ábra).



**6.10. ábra:** A tufagyűrű piroklasztitokban található olivin kristályok változatos szöveti és zónássági jellemzői (visszaszórt elektronképek). A: vázkristályos, A-típusú normál zónás olivin (vastag a pereme); B: vázkristályos, B-típusú normál zónás olivin (vékony a pereme); C: hipidiomorf, reverz zónás olivin (vékony köztes zónával); D: vázkristályos, reverz zónás olivin (vastag köztes zónával); E: A-típusú és B-típusú normál zónás olivinek egymás mellett szideromelán kőzetüvegszilánkjában; F: olivin kristályhalmaz szideromelán kőzetüvegszilánkjában.

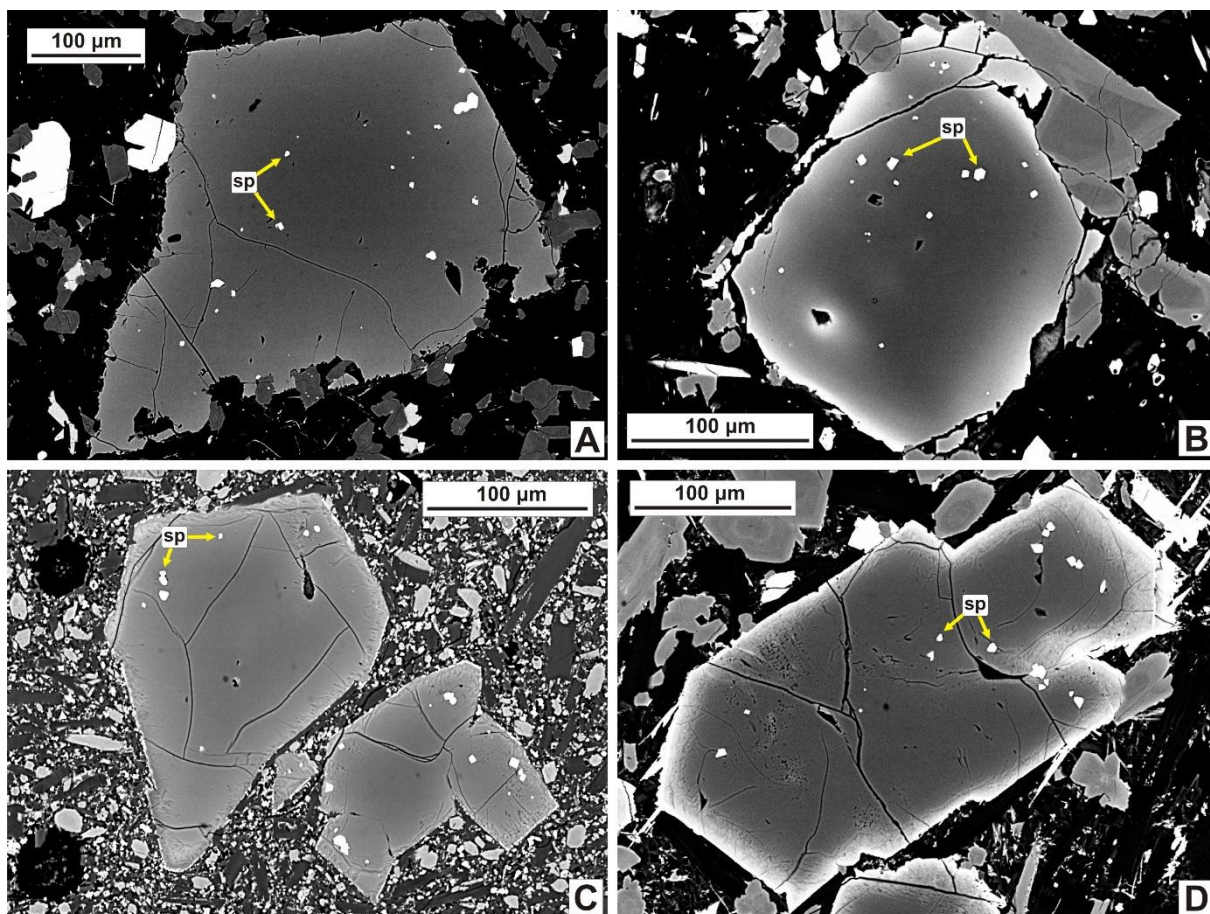
A 6.11. ábrán csak a tufagyűrű piroklasztitokban található olivinek összetételét tüntettem fel, ahol zónássági típus és mag/perem (+ köztes zóna) szerint jelöltem őket. Mindkét diagramon két külön csoport, illetve trend figyelhető meg, amelyek szorosan egymás mellett helyezkednek el, és egymással közel párhuzamosak. Az A-típusú normál zónás olivinek magja (85,3-89 mol% Fo), a reverz zónás olivinek köztes zónája (85,6-87,5 mol% Fo), valamint az olivin kristályhalmazt alkotó olivinek (85,7-87,8 mol% Fo) képviselik a forszteritben gazdagabb csoportot, amelyek CaO-tartalma 0,07 és 0,29 t% között mozog. Az A-típusú olivinek pereme (81,5-85,2 mol% Fo), a B-típusú olivinek magja (81-85,7 mol% Fo) és pereme (80,8-84,6 mol% Fo), valamint a reverz zónás olivinek magja (82,5-86,2 mol% Fo) és pereme (82,2-84,3 mol% Fo) tartozik a másik, kisebb Fo-tartalmú csoportba, amelyek CaO-koncentrációja 0,08 és 0,46 t% között változik. Ezek a diagramok jól mutatják, hogy az A-típusú normál zónás és a reverz zónás olivin kristályokon belül egymás mellett megjelennek a Fo-gazdagabb és a Fo-szegényebb csoportot képviselő összetételek is.



**6.11. ábra:** A tufagyűrű piroklasztitokban található olivinek összetétele a (A) Fo-CaO és a (B) Fo-NiO diagramon zónássági típusonként ábrázolva.

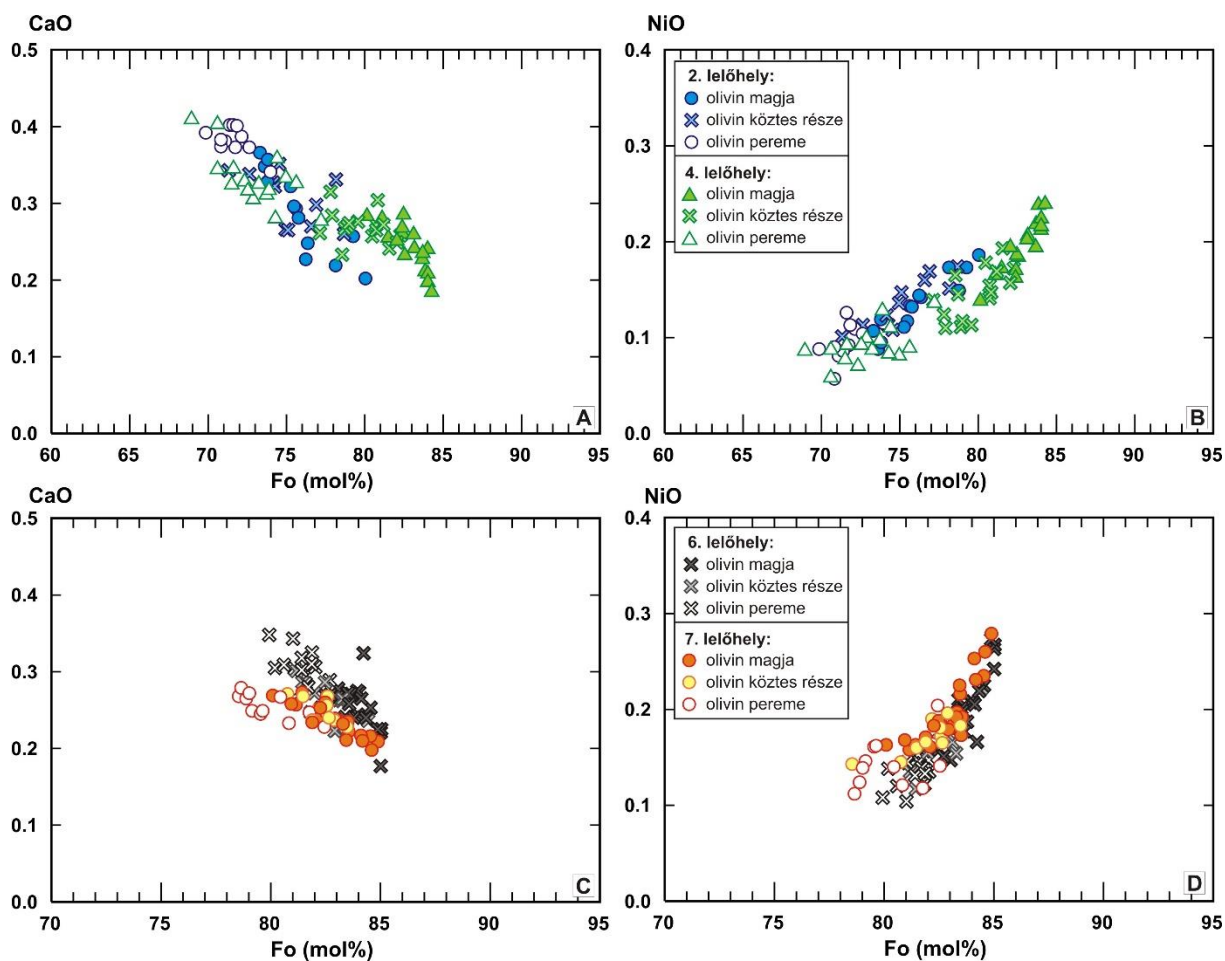
A lávaközetekben és a salakkúpokon gyűjtött salakokban, bazaltbombákban, hólyagos bazaltokban található idiomorf – hipidiomorf, gyakran vázkristályos olivinek a tufagyűrű piroklasztitokban megjelenő olivin kristályokkal szemben csak egyféle zónássággal jellemezhetők. Normál zónásságot mutatnak, ahol a magtól a peremig haladva folyamatosan változik az összetétel, vagyis progresszív a zónásság (6.12. ábra).





**6.12. ábra:** A lavakőzetekben és a salakkúpokat képviselő kőzetekben jellemző idiomorf – hipidiomorf, normál zónás olivinek és a bennük található spinell (sp) zárványok (visszaszórt elektronképek). A: királyköi lavakőzet; B: vaskapu-völgyi lavakőzet; C: boncsos-tetői bazaltsalak; D: gajos-tetői hólyagos bazalt (iddingzitesedett olivin szegélye).

A 2. és 4. mintavételi ponton gyűjtött lavakőzetekben megjelenő olivinek Fo-tartalma nagyrészt átfed egymással, és hasonló meredekségű trendeket mutatnak (6.13A, B ábra), viszont a királyköi mintákban (2. lelőhely) az olivin magok forszteritben szegényebbek, mint a vaskapu-völgyi mintákban (4. lelőhely). A Boncsos-tető salakkúpon gyűjtött mintákban található olivinek Fo-tartalma szinte teljesen megegyezik a Gajos-tető salakkúpot képviselő kőzetekben lévő olivinek Fo-tartalmával, egy kis eltérés azonban látható a Fo-CaO és Fo-NiO trendjük meredeksége között (6.13C, D ábra).



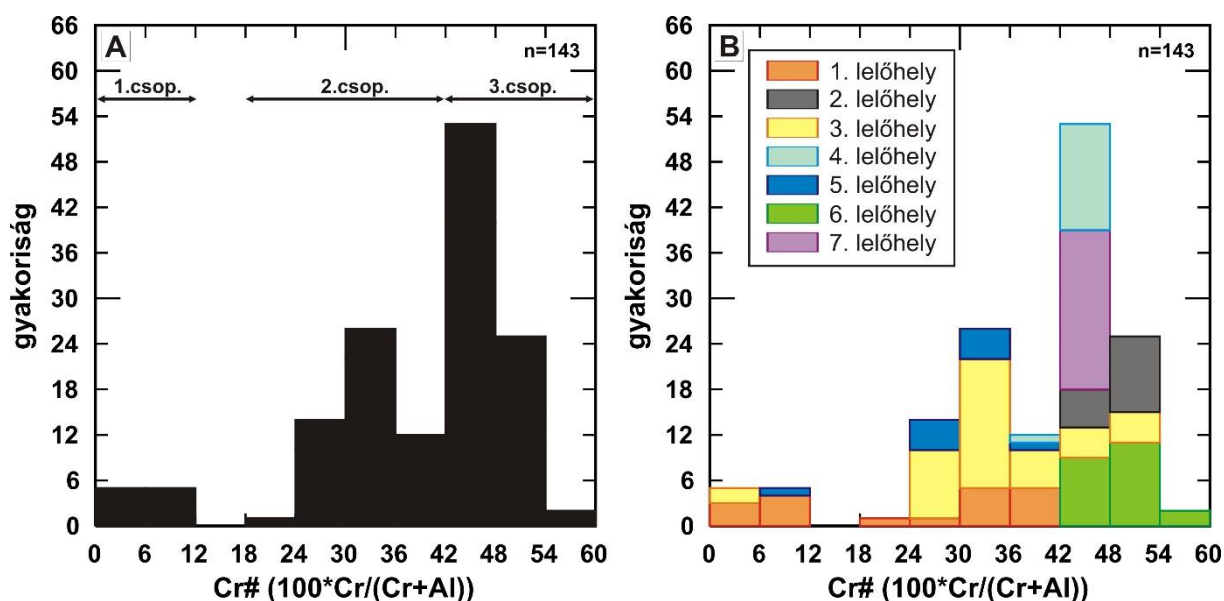
**6.13. ábra:** A lávakőzetekben (A, B) és a salakkúpokról származó kőzetekben (C, D) található olivinek összetétele a Fo-CaO és a Fo-NiO diagramon (az összetételi pontok az olivinek magját, peremét és a kettő közötti köztes részt képviselik).

#### 6.2.3.2. Spinell

A vizsgált kőzetekben az idiomorf – hipidiomorf, vázkristályos olivinekből található spinell zárványok (félig sajátalakúak – sajátalakúak, 1-20  $\mu\text{m}$  nagyságúak) megjelennek az olivin kristályok magjában, peremében és köztes zónáiban is. A tufagyűrű piroklasztitokból gyűjtött mintákban változatos színűek a spinellek, míg a lávakőzetekben és salakokban-bombákban rendszerint sötétbarnák. A freatomagmás kitörési termékekben az A-típusú olivinek magjában mindig zöld spinellek jelennek meg, míg a peremükben lévő spinellek világosbarna-sötétbarna színűek. A B-típusú normál zónás olivinek spinell zárványai szintén világosbarnák-sötétbarnák. A reverz zónás olivinek köztes zónájában előforduló spinellek sötétbarna színűek, a peremükben lévőek világosbarnák-sötétbarnák.

A spinell zárványok (ahogy az már változatos színük alapján is várható) nagy összetételbeli változékonyságot mutatnak: a vulkáni komplexumon belül 10,2 t%-tól 62,4 t%-

ig terjed az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmuk és 0,22-35,6 t% között változik a  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -tartalmuk, így Cr-számuk ( $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ ) 0,24 és 57,3 között mozog (6.14 ábra). A Cr-szám hisztogramon három csoport rajzolódik ki: 1.) 12 alatti Cr-számmal, 2.) 30-36 közötti Cr# gyakorisági maximummal és 3.) 42-48 közötti Cr# gyakorisági maximummal (6.14A ábra). A 6.14B ábra mintavételi pontonként mutatja a spinell zárványok Cr-számának eloszlását, amelyen megfigyelhető, hogy a tufagyűrű piroklasztitokat (1., 3. és 5. lelőhely) képviselő mintákban mért spinellek jóval változatosabb összetételűek, mint a lávaközetekben (2. és 4. lelőhely) és a salakkúpokról (6. és 7. lelőhely) származó kőzetmintákban megjelenő spinellek. Utóbbiak (lávaközetek és salakok-bombák) együtt alkotják a 3. csoportot (40,3-57,3 Cr#). Az 1. és 2. csoportot a freatomagmás kitörési termékek spinelljei képviselik: mindhárom (1., 3. és 5.) lelőhelyen gyűjtött mintákban megtalálható az 1. és a 2. spinell populáció is. Továbbá az egyikben (3. lelőhely) megjelennek olyan spinellek is, amelyek a 3. csoportba tartoznak.

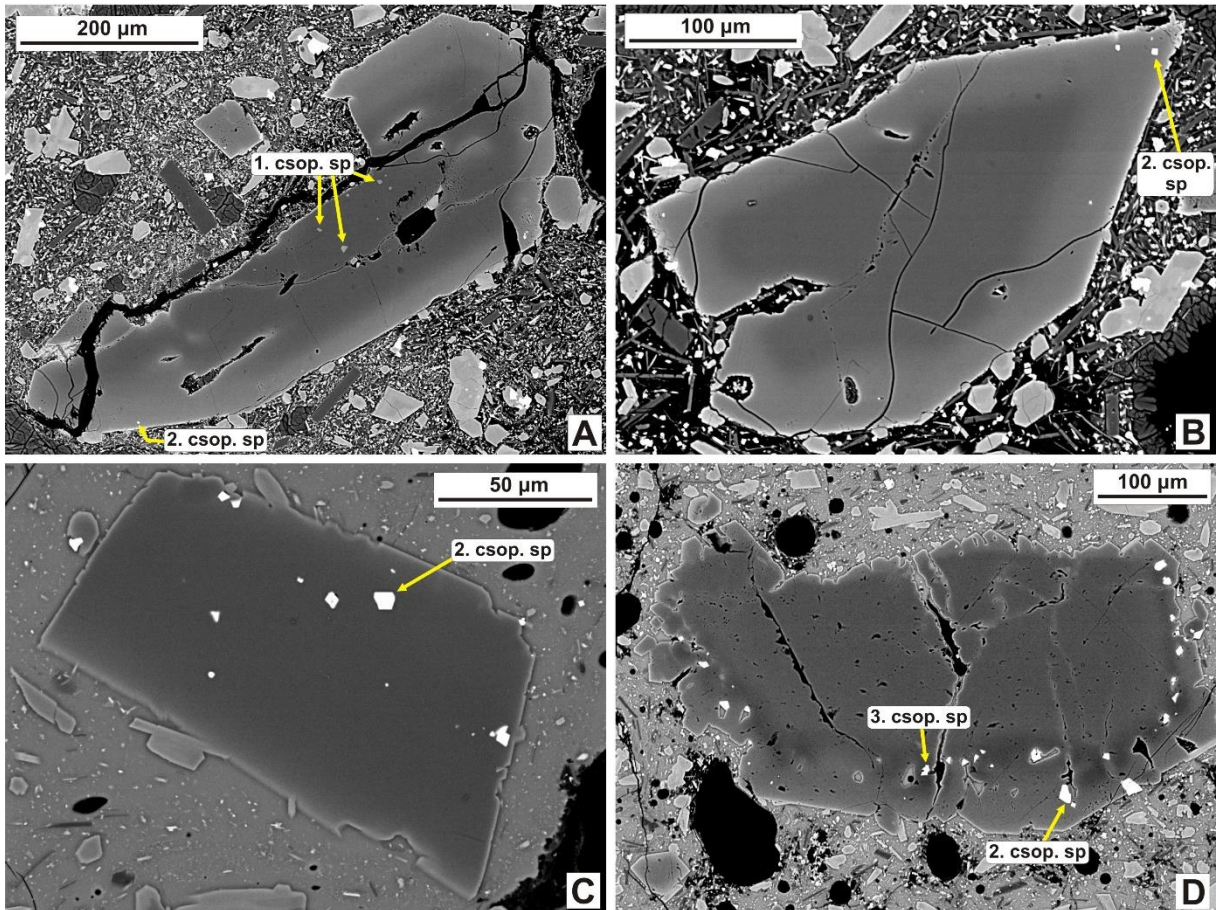
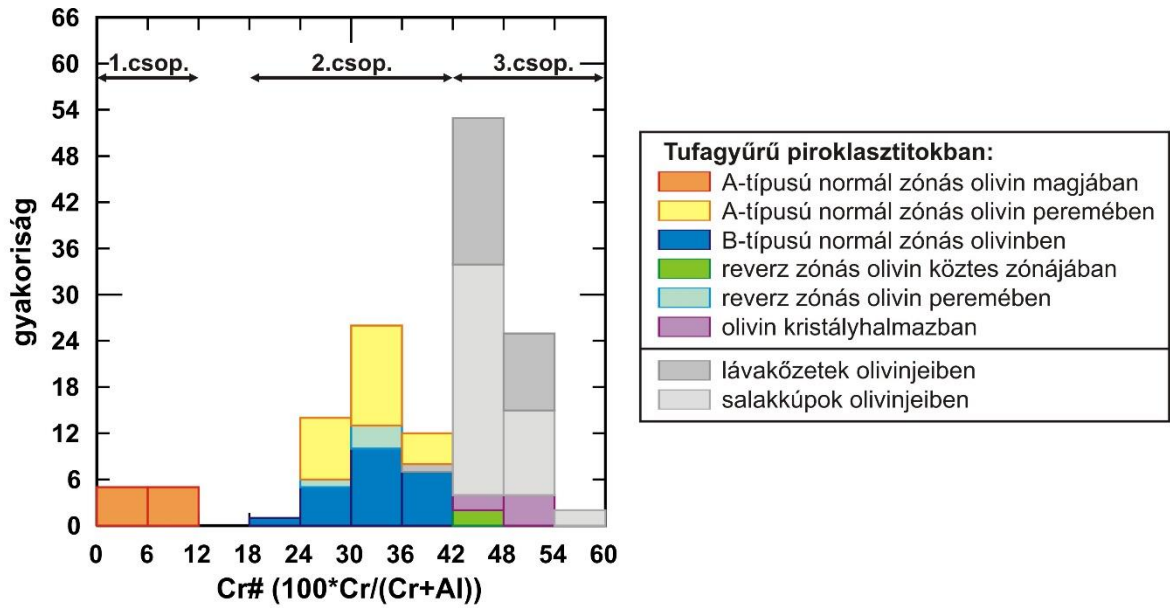


**6.14. ábra:** A vizsgált mintákban található spinellek Cr-számának eloszlása hisztogramon. A: az összes vizsgált spinell egy színnel jelölve; B: az összes spinell lelőhelyenként ábrázolva.

A 6.15. ábrán bemutatott gyakorisági diagramon kiemelttem a tufagyűrű egységek spinelljeit (ezek mellett szürkével feltüntettem a lávaközeteket és a salakokat-bombákat képviselő spinelleket is), amelyeket aszerint ábrázoltam, hogy milyen zónássági típusú (A-típusú vagy B-típusú normál zónás vagy reverz zónás) olivinben és annak melyik részében (mag, köztes zóna, perem) található (6.15A-D ábra). Továbbá külön színnel jelöltem a 6.10F ábrán látható olivin kristályhalmazban található spinelleket (sötétbarna színűek), amelyek egy része az olivinekbe van bezárva, egy részük pedig a kőzetüvegben jelenik meg az olivinekkel

érintkezve. Az A-típusú normál zónás olivinek magjában előforduló spinell zárványok (6.15A ábra) minden esetben kis Cr-számmal (0,24-9,4) jellemezhetők, és kizárólag ezek alkotják az 1. csoportot. Az A-típusú normál zónás olivin kristályoknak a peremében is megjelennek spinell zárványok (6.15A, B ábra), amelyek a magjukban lévőkhöz képest eltérő, jóval nagyobb Cr-számot (25,1-38,8) mutatnak, így ezek a 2. csoportba tartoznak. A B-típusú normál zónás olivinekben (magjukban és peremükben egyaránt) található spinell zárványoknak (6.15C ábra) nagyon hasonló a Cr-száma (19,9-40), mint az A-típusú olivinek peremében előforduló spinelleknek, vagyis ezek szintén a 2. populációba tartoznak. A reverz zónás olivinek peremében (6.15D ábra) megjelenő spinell zárványok úgyszintén a 2. csoportba esnek, Cr-számuk átfed (29,2-35,4) az A-típusú normál zónás olivinek peremében és a B-típusú olivinekben található spinellekével. Ezzel szemben a reverz zónás olivinek köztes zónájában (6.15D ábra) mért spinell zárványok Cr-száma jelentős eltérést mutat: 44,8-44,9, így ezek a 3. csoportba tartoznak. Az olivin kristályhalmazban található spinellek Cr-száma (46,4-52,8) utóbbiakkal mutat nagy hasonlóságot, és szintén a 3. populációba sorolhatók.





**6.15. ábra:** A tufagyűrű piroklasztitokban található spinellek Cr-számának eloszlása a velük koegzisztens olivin alapján ábrázolva (továbbá szürkével jelöltem a lávaközetek és salakkúpok spinelljeit is). A négy BSE kép a spinell zárványok elhelyezkedését mutatja: (A) A-típusú normál zónás olivin magjában és peremében, (B) A-típusú normál zónás olivin peremében, (C) B-típusú normál zónás olivin magjában és peremében, (D) reverz zónás olivin köztes zónájában és peremében.

### 6.3. Petrogenetikai következtetések

#### 6.3.1. *A freatomagmás kitöréseket megelőző mélybeli folyamatok*

##### 6.3.1.1. A zónás olivinek által rögzített nyílt rendszerű folyamatok

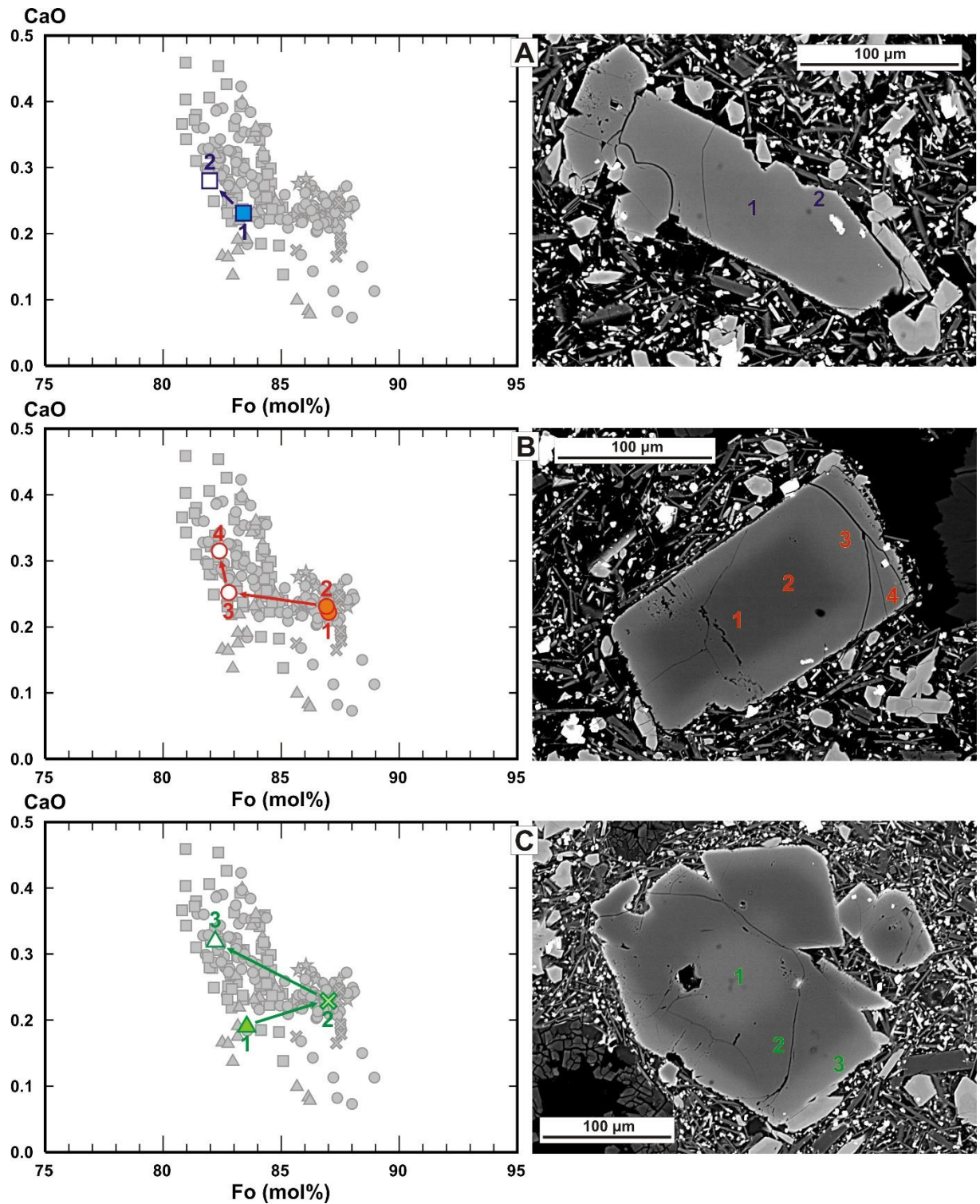
A vizsgált kőzetminták közül a tufagyűrű piroklasztitokban található idiomorf – hipidiomorf, vázkristályos olivin kristályok nagy szöveti, zónássági és kémiai változékonysággal jellemezhetők (6.10 és 6.11. ábrák). A különféle olivin zónássági típusok részletes elemzése lehetőséget nyújt a magmás rendszerben zajlott mélybeli folyamatok, illetve az azokban részt vevő magmák jellemzőinek megismerésére (pl. Landi és mtsi., 2009; Kahl és mtsi., 2011, 2013; Martí és mtsi., 2013b; Longpré és mtsi., 2014).

A B-típusú normál zónás olivinek képviselik a legegyszerűbb zónássági típust. A Fo-szegényebb csoportba tartoznak, adott kristály összetétele e csoporton belül változik: a maghoz képest a perem kisebb Fo- és nagyobb CaO- tartalmat mutat (6.16A ábra). Az ezen olivinekre jellemző magtól a perem felé folyamatosan csökkenő Fo- és NiO-tartalom, illetve növekvő CaO-koncentráció a normál olivin frakcionációs trendet tükrözi, amely a bazaltos magmák zárt rendszerű kristályosodása során jellemző. Ezek az olivin kristályok összetételük alapján 55-63 Mg-számú olvadékkal tarthattak egyensúlyt.

A B-típusú normál zónás olivinekkal szemben a reverz zónás és az A-típusú normál zónás olivin kristályok zónássági és kémiai jellemzői nyílt rendszerű folyamatokra utalnak (pl. Streck (2008) tanulmánya alapján). Az A-típusú normál zónás olivinek magja rendszerint sajátalakú, amely a Fo-gazdagabb csoporthoz tartozik. A mag körüli perem összetétele viszont a másik, kisebb Fo-tartalmú csoportba esik, vagyis adott kristály összetétele nem egy csoporton belül változik, hanem magjától a pereme felé haladva összetétele „átugrik” az egyik csoportból a másikba (6.16B ábra). A kristály peremében (a széle felé haladva) a Fo- és CaO-tartalom (illetve a NiO-tartalom) változása megegyezik azzal, ami a B-típusú normál zónás olivineken belül, magjuktól a peremük irányában tapasztalható (vagyis a CaO koncentrációja nő, a Fo és a NiO mennyisége pedig csökken). Ez az A-típusú normál zónás olivinekre jellemző összetételbeli változás (ami a lépcsős zónásságért felelős) nem magyarázható zárt rendszerű frakcionációs kristályosodással, hanem arra utal, hogy e kristályok magja nem ugyanabból a magmából származik, mint a peremük. Vagyis ezek az olivinek két külön magmát képviselnek: magjuk egy Mg-gazdagabb, primitívebb magmából kristályosodott, míg a rákövetkező perem egy, az előzőnél kisebb Mg-tartalmú magmából képződött. A két magma összetétele között nincs jelentős különbség: a magok 63-70 Mg-számú olvadékkal, míg a peremek 56-62 Mg-

számú olvadékkal tarthattak egyensúlyt. A nagyobb hőmérsékletű magmát képviselő magok a kisebb hőmérsékletű magmában nem (vagy csak nagyon kis mértékben) oldódtak vissza.

A reverz zónás olivinek magja rendszerint lekerekített, visszaoldódott, és a Fo-szegényebb csoportba tartozik. A magot körülvevő köztes zóna azonban a másik, nagyobb Fo-tartalmú csoportot képviseli, az azt követő perem pedig a maghoz hasonlóan a kisebb Fo-tartalmú csoportba esik (6.16C ábra). Vagyis adott kristály összetétele a magjától a pereme felé haladva kétszer is hirtelen változik (egyik csoportból a másikba „ugrik”). A köztes zóna és a perem közötti összetételbeli váltás megegyezik az A-típusú normál zónás olivinek magja és pereme között észlelt összetételi változással. A mag és a perem összetétele a Fo-szegényebb csoporton belül, vagyis ugyanazon Fo-CaO trenden belül található, ez pedig a B-típusú normál zónás olivinek esetében jellemző. Mindezen megfigyelések egyértelműen azt jelzik, hogy a reverz zónás olivinek nyílt rendszerű folyamatok révén alakultak ki, amelyekben két magma játszott szerepet. E kristályok magja egy Mg-ban szegényebb magmából növekedett, majd belekerült egy nagyobb Mg-tartalmú, primitívebb magmába, amelyből a köztes zóna képződött, és ezután újra a kisebb Mg-tartalmú olvadékba került, amelyből a perem kristályosodott. A magok összetételük alapján 58-64, a köztes zónák 63-67, a peremek pedig 57-61 Mg-számú olvadékkal tarthattak egyensúlyt. A kisebb hőmérsékletű magmát képviselő magok visszaoldódtak a köztes zónák által képviselt nagyobb hőmérsékletű magmában, míg a köztes zónák nem (vagy csak nagyon kis mértékben) oldódtak vissza a kisebb hőmérsékletű magmában. Az észlelt zónássági és összetételi jellemzők alapján a reverz zónás olivinek kialakulásában ugyanaz a két magma vett részt, mint amelyek az A-típusú normál zónás olivineket létrehozták.



**6.16. ábra:** A különböző zónássági típusú olvineken belül tapasztalt összetételbeli változások egy-egy reprezentatív kristály példáján bemutatva. Az adott kristály BSE képén és a hozzá tartozó Fo-CaO diagramon szereplő számok az *in situ* kémiai elemzések helyét, illetve a mért összetételt mutatják. A: B-típusú normál zónás olivin; B: A-típusú normál zónás olivin; C: reverz zónás olivin.

Az olivin kristályhalmazt alkotó olvinek összetételük alapján (6.11. ábra) 64-68 Mg-számú olvadékkal tarthattak egyensúlyt, és a nagyobb Mg-tartalmú, primitívebb magmából



származnak, amelyből az A-típusú normál zónás olivinek magja és a reverz zónás olivinek köztes zónája is képződött.

Mindezek alapján a változatos szövetet, zónásságot és összetételt mutató olivinek két eltérő Mg-számú (vagyis fejlettségű) magmát képviselnek, amelyek a freatomagmás kitöréseket megelőzően a mélybeli magmás rendszer fejlődésében részt vettek, és keveredtek egymással. Hasonló nyílt rendszerű folyamatokat és magmakeveredést mutattak ki elsősorban az olivinek vizsgálata alapján pl. a Stromboli (pl. Landi és mtsi., 2009), az Etna (pl. Kahl és mtsi., 2011, 2013) és az El Hierro (pl. Longpré és mtsi., 2014) alatti magmás rendszerekben is.

A reverz zónás olivinek magja körüli Fo-gazdagabb köztes zóna megjelenése arra utal, hogy a primitívebb magma egy mélyből érkezett, friss benyomulást képvisel, amely egy fejlettebb magmát tartalmazó magmatározóba érkezett (pl. Kahl és mtsi., 2011; Martí és mtsi., 2013b). A magmatározóban már jelen lévő kisebb Fo-tartalmú olivinek a primitívebb magmába kerülve visszaoldódtak, amelyből rájuk kristályosodott Fo-gazdagabb olivin, majd ezek újra bekerültek a tározóban lévő Mg-szegényebb magmába, amelyből pedig kisebb Fo-tartalmú olivin képződött, létrehozva a peremüket.

Az A-típusú normál zónás olivinek magja (és a reverz zónás olivinek köztes zónája is) legtöbbször vázkristályos megjelenésű (6.10A, E és 6.15A, B ábrák). A vázkristályok diffúzió-kontrollált növekedés során alakulnak ki, amely a gyors kristálynövekedésnek és a viszonylag nagy túlhűlésnek ( $\Delta T = T_{\text{likvidusz}} - T_{\text{magma}}$ ) tulajdonítható (pl. Lofgren, 1974; Crabtree és Lange, 2011). Lofgren (1974) és Hammer (2006) kísérletei során adott nyomáson a hőmérséklet hirtelen csökkentésével vázkristályos ásványok jöttek létre. E kísérletek alapján vázkristályos növekedés történhet olyankor is, amikor egy nagyobb hőmérsékletű magma egy kisebb hőmérsékletű környezetbe nyomul (vagyis különböző hőmérsékletű magmák keveredésekor). Ennek alapján az A-típusú normál zónás olivinek vázkristályos magja a nagyobb hőmérsékletű, primitívebb magmának a kisebb hőmérsékletű magmatározóba való benyomulásakor képződhetett. Az A-típusú normál zónás olivinek között kisebb mennyiségben előfordulnak olyanok is, amelyek sajátalakúak – félig sajátalakúak, de nem vázkristályosak. Ezek azt jelezhetik, hogy a benyomuló primitívebb magma hozhatott is magával valamennyi olivint.

#### 6.3.1.2. A magmás rendszer fejlődésében részt vevő magmák a spinellek tükrében

A zónás olivinek elemzése során azonosított magmák igazolásához és jellemzőiknek további pontosításához a spinell zárványok nyújtanak segítséget. A tufagyűrű piroklasztitokban megjelenő spinellek esetében észlelt nagy összetételi változékonyság (6.15. ábra) jó egyezést mutat az olivinek zónássági és összetételbeli diverzitásával. Az A-típusú normál zónás olivinek magjában minden esetben az 1. csoportot képviselő kis Cr-számú spinellek fordulnak elő, amelyek kizárólag ezekben az olivinekben és azoknak is csak a magjában jelennek meg. Ez azt jelenti, hogy e kis Cr-számú spinellek az A-típusú normál zónás olivinek magját létrehozó, primitívebb magmából kristályosodtak.

Az A-típusú normál zónás olivinek peremében és a B-típusú normál zónás olivinekben található spinellek összetétele teljesen átfed egymással (6.15. ábra), ami összhangban van azzal, hogy a velük koegzisztens olivin összetételek is megegyeznek. Továbbá a reverz zónás olivinek peremében is ilyen, a 2. csoportba tartozó spinell zárványok jelennek meg (6.15. ábra). Ezek alapján e spinellek a kisebb Mg-tartalmú magmából képződtek, amelyet az A-típusú normál zónás olivinek pereme, a B-típusú normál zónás olivinek, valamint a reverz zónás olivinek magja és pereme képvisel.

A reverz zónás olivinek köztes zónájában mért spinell zárványok az eddigiektől eltérő, azoknál nagyobb Cr-számmal jellemezhetők, és a 3. csoporthoz tartoznak (6.15. ábra). A velük koegzisztens olivin összetételek (köztes zóna) a Fo-gazdagabb csoportnak a tagjai, amely alapján e köztes zónákat az előbbieken a nagyobb Mg-tartalmú magmából származtattam, vagyis ugyanabból a primitív magmából, amelyhez az A-típusú normál zónás olivinek magját kötöttem. Azonban e nagyon hasonló összetételű olivinekben - vagyis a reverz zónás olivinek köztes zónájában és az A-típusú normál zónás olivinek magjában - nagyon eltérő Cr-számú spinelleket találtam (35,4-44,7 közöttük a Cr-számbeli különbség). A magmás spinell összetétele elsősorban az öt kristályosító olvadék összetételétől függ (pl. Dick és Bullen, 1984; Arai, 1992; Roeder, 1994; Clyne és Borg, 1997). Jellemzésekor legmegbízhatóbb a Cr-számát figyelembe venni, ugyanis a Cr és az Al az a két elem a spinellben, amelyek mennyiségét nem befolyásolja az esetleges későbbi újra egyensúlyba kerülés a spinell és a bezáró olivin között (ami a Mg és a Fe mennyiségére hatással lehet) (pl. Kamenetsky és mtsi., 2001). Ezt alapul véve az 1. csoportba és a 3. csoportba tartozó spinell zárványok nem képviselhetik ugyanazt a magmát, jelentősen eltérő Cr-számuk arra utal, hogy eltérő összetételű magmákból kristályosodtak. Az A-típusú normál zónás olivinek magja (amelyekben minden esetben az 1. spinell populáció tagjait találtam) és azoknak a reverz zónás olivineknek a köztes zónája,



amelyekben a 3. csoporthoz tartozó spinell zárvány található, habár ugyanolyan primitív ( $63 \leq \text{Mg\#} < 70$ ) olvadékkal tarthattak egyensúlyt, a bennük lévő spinell zárványok összetétele alapján viszont nem ugyanabból a magmából származnak.

Az olivin kristályhalmazban található spinellek Cr-száma nagyon hasonló a reverz zónás olvinek köztes zónájában mért spinell zárványok Cr-számával, így szintén a 3. populációba tartoznak (6.15. ábra). Vagyis ezek, az előbb említettek alapján, szintén nem ugyanabból a magmából kristályosodhattak, mint az A-típusú normál zónás olvinek magja és az azokban található 1. spinell populáció.

Mindezek alapján a spinellek arra utalnak, hogy a különböző olvinek kialakulásában nem kettő, hanem három magma játszott szerepet, amelyekből eltérő Cr-számú spinellek kristályosodtak. A három magmát a három spinell populáció képviseli (6.15. ábra). A legkisebb Mg-tartalmú magma (M1) hozta létre a 2. populációba tartozó spinelleket, valamint a B-típusú normál zónás olvineket, az A-típusú normál zónás olvinek peremét, illetve a reverz zónás olvinek magját és peremét. Emellett két másik, egymáshoz hasonló Mg-számú magma is részt vett a magmás rendszer fejlődésében, amelyek az M1 magmához képest primitívebbek voltak. Ezek közül az egyikből (M2) az 1. csoportot képviselő spinellek és az A-típusú normál zónás olvinek magja származik, a másikkól (M3) pedig a 3. populációhoz tartozó spinellek és az olivin kristályhalmaz képződött. A reverz zónás olvineken belüli köztes zónák összetételük alapján az M2 és az M3 magmát is képviselhetik, csak akkor tudjuk eldönteni, hogy melyiket, ha az adott köztes zónában spinell zárvány is található. Az eddig megfigyelt reverz zónás olvinek esetében egyelőre csak olyat találtam, amelynek a köztes zónájában a 3. csoportba tartozó spinell zárvány található, így ezek (az olivin köztes zónája és a benne lévő spinell) az M3 magmából származtathatók.

### *6.3.2. A magmás robbanásos és lávaöntő kitöréseket tápláló magmák*

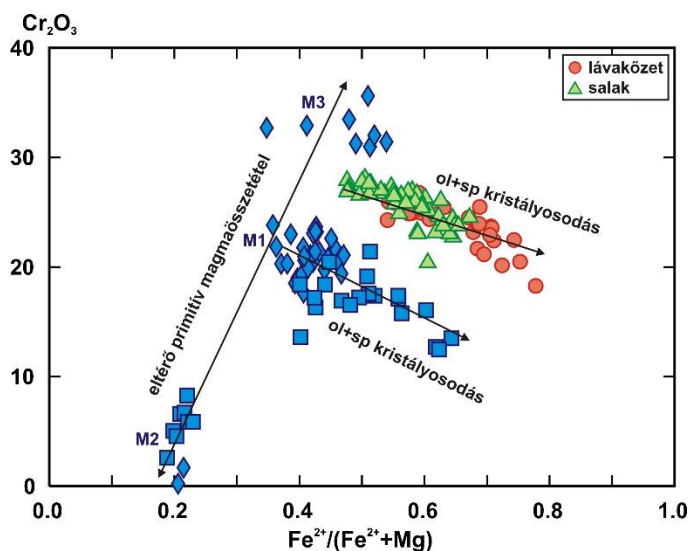
A freatomagmás kitörési termékekben található olvinek esetében tapasztalt nagy szöveti és zónássági változékonysághoz képest a lávaközetek és a salakkúpokat képviselő közetek olivinjei egyveretűek és mind normál zónásak (6.12. ábra). A magjuktól a peremükig megfigyelhető összetételbeli változások, vagyis a folyamatosan csökkenő Fo- és NiO-tartalom, illetve növekvő CaO-koncentráció (6.13. ábra), a normál olivin frakcionációs trendet tükrözik, amely a bazaltos magmák zárt rendszerű kristályosodása során jellemző.

A 6.9. ábra szerint a lávaközetekben található olivin kristályok kisebb meredekségű Fo-CaO és Fo-NiO trendeket mutatnak, mint a tufagyűrű piroklasztitokban lévő olivinek. Továbbá a lávaközetek esetében a Fo-tartalom sokkal szélesebb tartományon belül változik: 68,9-84,3 mol%. Megfigyelhető, hogy e különböző közettípusok esetében jellemző trendek meredeksége közötti különbségek és a Fo-tartalombeli eltérések összefüggésbe hozhatók az őket létrehozó kitörések típusával (vagyis a magma megszilárdulási idejének hosszával, amelyre a közetek alapanyagának kristályossági foka, illetve a közetüveg mennyisége, valamint az alapanyagkristályok mérete is utal). A lávaöntő kitörések során a hosszabb hűlési idő következtében tovább zajlott a magma kristályosodása, amely révén fejlettebb olivinek is létrejöttek már részben együtt kristályosodva a Ca-tartalmú fázisokkal (klinopiroxén, plagioklász).

A királykői lávaközet (2. lelőhely) Mg-száma 67,4 (primitív összetételű), viszont a benne lévő legnagyobb méretű olivin kristályok is csak maximum 80 mol% Fo-tartalmúak (6.13A, B ábra), vagyis a közet nem tartalmaz olyan olivineket, amelyek egyensúlyt tartanának a teljes közet összetételével. Az olivinben magmás hőmérsékleten gyors Fe-Mg diffúzió jellemző (a Fe és a Mg diffúziója a leggyorsabb az olivinben; pl. Morioka, 1981; Jurewicz és Watson, 1988b), amely hajlamos elmosni a kristályosodás során kialakult Fe-Mg zónásságot, lecsökkentve így az olivin magok Fo-tartalmát (pl. Costa és mtsi., 2008; Welsch és mtsi., 2012). A királykői olivinek esetében jellemző, hogy nagyon diffúz a mag-perem zónásság, amely arra utal, hogy a diffúzió jelentős mértékben befolyásolhatta az olivin összetételét. Embey-Isztin és Dobosi (2007) az általuk a Pannon-medence nyugati és északi részén vizsgált bazaltokban található olivinek esetében többször megfigyelték ezt a jelenséget, amely olyan lelőhelyekhez kötődik, ahol a minták nagy vastagságú, masszív lávaközetekből származnak. Ezeknek az olivin kristályoknak a teljes közet összetételével nem egyensúlyt tartó, kisebb Fo-tartalmát a szerzők azzal magyarázták, hogy az olivinek diffúzió révén részlegesen egyensúlyba kerültek a már frakcionált olvadékkal.

A lávaközetekben és a salakkúpokról származó mintákban nem találtam nyílt rendszerű folyamatokra utaló bélyegeket, amely alapján arra lehet következtetni, hogy a magmás robbanásos és lávaöntő kitöréseket tápláló bazaltos magmák esetében csak egy egyszerű, zárt rendszerű frakcionációs kristályosodással számolhatunk. A közetek petrográfiai megjelenése arra utal, hogy e magmákban a fő kristályosodási fázis csak az olivin (illetve a bennük lévő spinell zárványok) volt. A ritkán előforduló visszaoldódott olivin ( $\pm$  ortopiroxén) xenokristályok a feláramlás során a litoszféraköpeny peridotit falközetéből a magmákba került néhány kristályt képviselik. E bazaltok teljes közet összetétele alapján (6.8. ábra) a magmás

robbanásos és lávaöntő kitöréseket eltérő fejlettségű magmák táplálták. Ezek közül a királykői lávakőzet képviseli a legprimitívabb magmát, és frakcionáltabb magmák hozták létre a vaskapu-völgyi lávakőzetet és a salakkúpokat. Mindez arra utal, hogy e kitörések esetében ritkán érték el a felszínt primitív magmacsomagok, nagy részük a mélyben rekedt, így létrejöhetett egy magmafelhalmozódási zóna, ahol frakcionációs kristályosodás zajlott. Az olvinekben található spinell zárványok Cr-száma egymáshoz nagyon hasonló (6.15. ábra), amely arra utal, hogy a frakcionáció korai szakaszában hasonló összetételű olvadékok vehettek részt. E spinell zárványok Cr-számuk alapján ugyanabba (a harmadik) csoportba tartoznak (6.15. ábra), mint a freatomagmás kitörési termékekben azok a spinellek, amelyek az M3 primitív magmát képviselik. A többi főelemhez (Fe, Mg, Al, Ti) képest a Cr esetében több mint két nagyságrenddel nagyobb a spinell és olvadék közötti megoszlási együttható (pl. Hill és Roeder, 1974; Roeder és mtsi., 2001), így a Cr-szám mellett fontos külön a Cr-tartalmat is vizsgálni a spinellekben. A lávakőzetekben és salakokban – bazaltbombákban található spinellek  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -tartalmában eltérés mutatkozik az M3 magmából származó spinellekéhez képest (6.17. ábra), amelynek alapján a magmás robbanásos és lávaöntő kitöréseket tápláló magmák nem az M3 olvadékot képviselik.

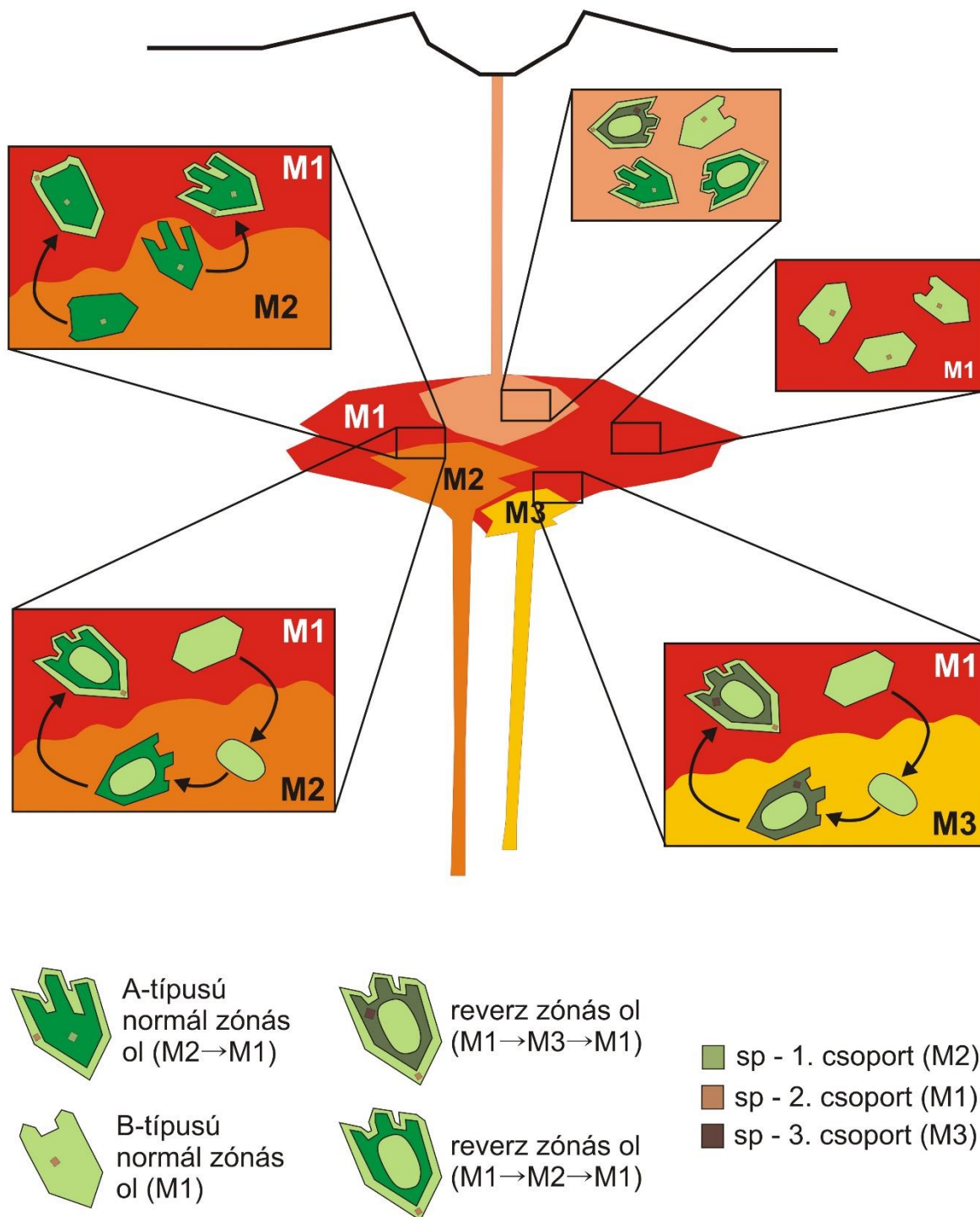


**6.17. ábra:** A spinellek  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -tartalombeli változékonysága a  $\text{Fe}^{2+}$ -szám függvényében. Az eltérő Cr-tartalmú spinellcsoportok különböző összetételű primitív olvadékokból származnak. Az olivin+spinell együttes kristályosodása során a spinell Cr-tartalma folyamatosan csökken,  $\text{Fe}^{2+}$ -száma pedig folyamatosan nő. A kék szimbólumok a tufagyűrű piroklasztitok spinelljeit jelzik, amelyek három eltérő összetételű magmát (M1, M2, M3) képviselnek.

#### 6.4. A vulkáni komplexumot tápláló magmás rendszer

A Fekete-hegy vulkáni komplexumot létrehozó freatomagmás kitöréseket és későbbi magmás robbanásos, illetve effuzív kitöréseket eltérő magmák táplálták. A mélybeli magmás rendszer működése két különböző szakaszra osztható: a korábbi maar vulkáni kitöréseket megelőzően bonyolult fejlődéstörténet és különféle mélybeli folyamatok voltak jellemzők, a későbbi magmás robbanásos és lávaöntő kitöréseket tápláló magmák pedig jóval egyszerűbb fejlődéstörténetet mutatnak.

A freatomagmás kitöréseket tápláló magmás rendszer modellje az olivinek és spinellek alapján a 6.18. ábrán látható. A kitöréseket megelőzően magmafelhalmozódás történhetett, amelynek következtében kialakulhatott egy magmatározó. E tározóban volt jelen az M1 magma, amelyből a B-típusú normál zónás olivinek és a 2. spinell populáció képződött. A magmatározóba a spinellek alapján két eltérő összetételű primitívebb magma is érkezett, amelyek újratöltődéseket képviselnek. E benyomuló magmák keveredtek a magmatározóban lévő M1 magmával. Az M2 magmából származik az A-típusú normál zónás olivinek magja és a bennük található, 1. csoportot képviselő spinell zárványok. A nagyobb hőmérsékletű, primitívebb M2 magma (amely valószínűleg már hozott magával olivineket) a tározóba nyomulva valamivel kisebb hőmérsékletű környezetbe került, és gyors kristályosodás történt: vázkristályos olivinek képződtek (A-típusú normál zónás olivinek magja), amelyekre az M1 magmából is rögtön olivinek nőttek (A-típusú normál zónás olivinek pereme). A másik benyomuló primitívebb magmából (M3) származik az olivin kristályhalmaz és a 3. csoportot képviselő spinellek. A reverz zónás olivinek az alábbi módon alakulhattak ki: az M1 magmában képződött olivinek bekerültek a nagyobb hőmérsékletű M2 és/vagy M3 magmába, ott visszaoldódtak (reverz zónás olivinek magja), és rájuk kristályosodott nagyobb Fo-tartalmú olivin (reverz zónás olivinek köztes zónája), majd visszakerülve az M1 magmába, Fo-szegényebb olivin nőtt rájuk (reverz zónás olivinek pereme). A kitörő magma az M1, M2 és M3 magmák keveredése során kialakult kevert olivin + spinell ásványegyüttest hozta a felszínre.



**6.18. ábra:** A freatomagmás kitöréseket tápláló magmás rendszer modellje az olivinek és spinellek alapján: M1, M2 és M3 a fejlődésében szerepet játszó magmákat jelentik, a kinagyított részek pedig a mélybeli folyamatokat mutatják. Az ábra nem méretarányos. Ol = olivin, sp = spinell.

Az olivinek és spinellek részletes elemzésén keresztül feltárt magmakeveredésnek nagy valószínűséggel szerepe lehetett az idiomorf – hipidiomorf amfibol kristályok változatos szöveti és zónássági bélyegeinek (6.4. ábra) kialakulásában is (ez azonban további részletes vizsgálatokat igényel). A magmakeveredés mellett egyéb nyílt rendszerű folyamatok is



történtek a magmás rendszerben. A feláramló magmák nagy mennyiségű idegen fragmentumot szakítottak fel a litoszféraköpenyből, amelyeket a peridotit xenolitok és a változatos méretű és alakú, rezorbeálódott olivin, ortopiroxén, klinopiroxén, spinell és amfibol xenokristályok képviselnek. Továbbá a délnyugati tufagyűrű piroklasztitokban előforduló nagy mennyiségű kéreg eredetű sziliciklasztos kőzetzárvány arra utal, hogy a feltörő magmák a kéregből is sok idegen anyagot kebeleztek be, amelyek a magmában megolvadtak. Ezentúl az északi freatomagmás kitörési termékekben megjelenő számtalan amfibol (+ klinopiroxén + csillám) megakristály szintén a felszín felé áramló magmába került idegen (vagy komagmás) fragmentumokat/kristályokat képvisel. Mindezek alapján elmondható, hogy a maar vulkáni kitöréseket tápláló magmás rendszer rendkívül összetett fejlődéstörténettel jellemezhető, amelyben meghatározó szerepet játszottak a nyílt rendszerű folyamatok. Következésképpen a tufagyűrű piroklasztitokból gyűjtött juvenilis bazaltfragmentumok teljes kőzet összetétele nem egy eredeti magmaösszetételt képvisel, hanem eltérő fejlettségű és összetételű magmák, valamint különböző eredetű fragmentumok és kristályok keveréke.

Ezzel szemben a későbbi magmás robbanásos és effuzív kitöréseket tápláló magmás rendszer teljesen mást, egy jóval egyszerűbb fejlődéstörténetet mutat. E kitöréseket létrehozó magmák fejlődése során nem voltak jellemzők a nyílt rendszerű folyamatok, hanem csak egyszerű, zárt rendszerű frakcionációs kristályosodás (olivin + spinell) zajlott egy magmafelhalmozódási zónában, majd különböző mértékben frakcionált magmák törtek a felszínre.

Mindezek alapján a Fekete-hegy vulkáni komplexum esetében egyértelműen bizonyítható, hogy különböző összetételű magmacsomagok vettek részt a mélybeli folyamatokban, amelyet a nemzetközi kutatások során számos monogenetikus centrum esetében észleltek. Viszont e példákkal ellentétben, ahol csupán az alapján következtettek két magmacsomag keveredésére, hogy az adott rétegsorban a kettő közötti átmeneti teljes kőzet összetételeket is tapasztaltak, a fekete-hegyi tufagyűrű piroklasztitokban a részletes ásványszintű vizsgálatokkal egyértelműen kimutatható a különböző magmacsomagok keveredése.

A vizsgálati eredmények arra utalnak, hogy a maar vulkáni kitöréseket és a későbbi magmás robbanásos – lávaöntő kitörési fázist tápláló különböző magmás rendszerek nem kerültek egymással kapcsolatba, amely felveti esetleges térbeli és/vagy időbeli elkülönülésüket. Ezek közül az utóbbit terepi vizsgálatokkal talán alá lehet támasztani, amennyiben a tufagyűrű piroklasztitok és a felettük települő effuzív kőzetek között hiátusra utaló rétegtani bélyegeket találunk.

## **7. Összegző következtetések**

Dolgozatomban három esettanulmányt mutattam be a Bakony–Balaton-felvidéki és a Kemenesaljai bazalt vulkáni mezőkről. Ezeken a területeken korábban már részletes fizikai vulkanológiai (pl. Martin és Németh, 2004) és teljes kőzet geokémiai (pl. Jugovics, 1976; Embey-Isztin és mtsi., 1993a, b; Harangi és mtsi., 1994, 1995) vizsgálatok történtek, számos olivin és klinopiroxén ásványkémiai elemzés is rendelkezésre áll (Dobosi, 1989; Embey-Isztin és mtsi., 1993a; Harangi és mtsi., 1994, 1995; Embey-Isztin és Dobosi, 2007), valamint rétegtanilag kontrollált teljes kőzet geokémiai elemzéseket is végeztek néhány vulkáni központ esetében (Harangi és mtsi., 1994, 1995). Mindezen vizsgálati eredmény arra utalt, hogy e két vulkáni mező a klasszikus szemléletbe illő monogenetikus területeket (pl. Walker, 1993; Connor és Conway, 2000) képviseli. Annak ellenére, hogy ilyen nagyszámú és sokrétű geokémiai vizsgálat zajlott, ezek mind egyszerű, zárt rendszerű petrogenetikai folyamatokra utaltak a vulkáni centrumok alatt.

Vizsgálati eredményeim azonban rávilágítottak, hogy a korábbi általános felfogással szemben e monogenetikus bazalt vulkáni területek esetében is változatos nyílt rendszerű mélybeli folyamatok zajlottak (pl. magmaraktározódás, magmakeveredés, hatékony falkőzet-magma kölcsönhatás) egyes vulkáni központok alatt (akárcsak a bonyolultabb poligenetikus tűzhányók esetében). Továbbá a különböző kitörési fázisokat sok esetben különböző magmacsomagok táplálták.

A Balaton-felvidéki Bondoró-hegy és Füzes-tó salakkúp alkáli bazaltos kőzetei a Kárpát-Pannon térség alkáli bazaltjai között egyedülálló módon rendkívül gazdagok különböző eredetű kristályokban és xenolitokban. Ilyen alkáli bazaltos magmák a Föld más részein található vulkáni területeken is kevésbé ismertek (pl. Pello Hill salakkúp – olivin melilitit, Tanzánia: Mattsson, 2012; Kozákov vulkán – bazanit, Csehország: Ulrych és mtsi., 2013). E sajátosságuknak köszönhetően a bondorói és füzes-tói alkáli bazaltok egyedülálló betekintést nyújtanak a bazaltos magmák feláramlási történetébe. A porfíros elegyrészek nagy ásványszöveti és -kémiai változékonysággal jellemezhetők (amely a klinopiroxének esetében a legkifejezettebb), nagy részük nem a hordozó magmából kristályosodott, hanem xenokristályok és megakristályok, amelyek a litoszféra különböző mélységeiből származnak. A rendkívül nagy mennyiségű fragmentumot és kristályt a bazaltos magmák a litoszféraköpenyt alkotó peridotit falkőzetből, felső köpenybeli piroxenit-erekből és az alsó kérget alkotó mafikus granulit falkőzetből szakították fel, amelynek alapján hatékony magma-falkőzet kölcsönhatás feltételezhető e mélységekben. Ezzel szemben a középső és felső kéregből nem kebeleztek be

fragmentumokat, amely arra utal, hogy változás történt a magmafeláramlás stílusában és esetleg sebességében is. E bazaltok, nem-egyensúlyi ásványszöveteiknek köszönhetően lehetőséget nyújtanak a magmafeláramlási sebesség több különböző módszerrel történő becslésére: számításaim alapján a Bondoró-hegyi és a füzes-tói kristálygazdag bazaltos magmák napokon belül átszelhették a litoszférát.

A kemenesaljai Kissomlyó vulkáni centrum egy ritka példája azon monogenetikus kitörési központoknak, amelyek felépülése során jelentősebb szünet (évszázados - évezredes) mutatható ki, és ez arra utal, hogy e kis tűzhányót különböző magmacsomagok táplálták. Azonban az egyes kitörési egységeket képviselő teljes közet kémiai adatok hasonlósága és a közetalkotó ásványok hasonló szövete és összetétele arra utal, hogy a vulkáni működésben bekövetkezett hosszú nyugalmi periódus ellenére a rétegsoron keresztül nem tapasztalható számottevő változás a felszínre tört magmacsomagok összetételében. Ez ellentétben áll a szakirodalomból ismert példákkal, amelyek esetében rendszerint jelentős kémiai változékonyságot észleltek adott rétegsoron belül. A Kissomlyó alatt egy stabil magmaképződési zóna valószínűsíthető, amely hasonló összetételű elsődleges magmákat szolgáltatott. Ezek az elsődleges magmák nem közvetlenül törtek a felszínre, hanem elakadtak és felhalmozódtak a kéreg-köpeny határ környékén, aminek következtében kialakult egy magmatározó. E tározóban differenciációs folyamatok zajlottak (frakcionációs kristályosodás, magmakeveredés), illetve időszakonként friss, primitívebb magmacsomagok nyomultak. A Kissomlyó vulkáni központ - összevetve egyéb monogenetikus centrumokkal - nagyon kis kitörési térfogattal jellemezhető, viszont a kitöréseket tápláló bazaltos magmák frakcionált összetétele, illetve a feltárt mélybeli folyamatok arra utalnak, hogy a magmás rendszer felépülésében és fejlődésében részt vevő magmák összterfogata jóval nagyobb lehetett, mint a felszínen észlelt vulkáni képződmények térfogata. A Kissomlyó esetében egyértelműen bizonyítható, hogy magmafelhalmozódás történt a kitöréseket megelőzően, amely a termobarometriai számítások eredménye alapján a kéreg-köpeny határ környékén történt. Ez felveti annak a lehetőségét, hogy a geofizikai módszerek által jelzett réteges Moho abból adódik, hogy ebben a mélységtartományban jelentős térfogatú magma-akkumuláció zajlott, amelyet időnként vulkánkitörések követtek a felszínen.

A Balaton-felvidéki Fekete-hegy vulkáni komplexum kiváló lehetőséget nyújt ahhoz, hogy egy összetett monogenetikus rendszeren belül - amely több egymáshoz nagyon közeli maar központból, illetve az azokra települő effuzív és salakos kitörési termékekből áll - vizsgáljuk a különböző helyen és időben felszínre tört bazaltos magmák jellemzőit. A részletes közetszöveti, illetve ásványszöveti, -zónássági és -kémiai vizsgálatok alapján a freatomagmás

kitöréseket tápláló magmás rendszer rendkívül összetett fejlődéstörténettel jellemezhető, amelyben meghatározó szerepe volt a nyílt rendszerű folyamatoknak. A magmafelhalmozódás következtében kialakult magmatározóba különböző összetételű primitívebb magmák érkeztek (újrátöltődések), amelyek keveredtek a tározóban lévő frakcionáltabb magmával. A feláramló magmák nagy mennyiségű idegen fragmentumot szakítottak fel a litoszféraköpeny peridotit falközetéből. Továbbá az északi maar központot tápláló magmák számos idegen vagy komagmás eredetű amfibol (+ klinopiroxén + csillám) megakristályt is felszínre hoztak (valószínűleg a felső köpenyből), a déli maar központot létrehozó magmák pedig a peridotit fragmentumokon kívül sok idegen anyagot kebeleztek be a kéregben található sziliciklasztos kőzetekből is. Ezzel szemben a freatomagmás kitöréseket követő magmás robbanásos és effuzív vulkáni működést tápláló magmás rendszer jóval egyszerűbb fejlődéstörténettel jellemezhető: a bazaltos magmák fejlődése során nem voltak jellemzők a nyílt rendszerű folyamatok, hanem csak zárt rendszerű frakcionációs kristályosodás zajlott egy magmafelhalmozódási zónában.

A Pannon-medence alkáli bazaltjainak részletes teljes kőzet geokémiai vizsgálata mellett korábban a bazaltokban található kőzetalkotó ásványfázisok közül csak a klinopiroxének esetében történtek nagy felbontású szöveti, zónássági és kémiai elemzések (a Balaton-felvidéken: Dobosi, 1989; Burgenlandon és a Stájer-medencében: Dobosi és mtsi., 1991; és Nógrád-Gömörben: Dobosi, 1989; Dobosi és Fodor, 1992; Szabó és Bodnar, 1998). E vizsgálatok alapján csak a Nógrád-Gömöri Vulkáni Területről mutattak be nyílt rendszerű folyamatokra (magmatározó újrátöltődése és magmakeveredés; Dobosi, 1989; Dobosi és Fodor, 1992) utaló bélyegeket, a többi területen viszont nem. Dobosi (1989) szerint a Dunántúlon vizsgált alkáli bazaltokban található titán-augit fenokristályok a felszín közelében kristályosodtak, ezért nem nyújtanak információt a magmafejlődés korábbi szakaszairól. Továbbá e bazaltok viszonylag primitív összetétele és a bennük gyakran megjelenő felső köpeny-eredetű xenolitok alapján azt feltételezték, hogy a felső köpenybéli részleges olvadást követően a bazaltos magmák viszonylag nagy sebességgel törtek a felszín felé, miközben összetételük csak csekély mértékben módosult (pl. Dobosi, 1989). Ez az értelmezés vizsgálati eredményeim alapján a bondorói és a füzes-tói alkáli bazaltos magmák esetében alátámasztható, viszont a Kissomlyó kitörési központot és a Fekete-hegy vulkáni komplexumot tápláló bazaltos magmák összetettebb fejlődéstörténetet mutatnak: a magmák nem közvetlenül törtek a felszínre, hanem a litoszférában (a kéreg-köpeny határ környékén vagy egyéb sűrűség- és/vagy reológiai határokon) elakadtak és differenciálódtak. Következésképpen elmondható, hogy az általam vizsgált vulkáni területek kitörési központjait létrehozó bazaltos magmák

változatos mélybeli folyamatokon mentek keresztül, illetve fejlődéstörténetük között különbségek mutathatók ki, akár egy adott vulkáni centrum esetében is.

Számos tanulmány szerint az alkáli bazaltokban a zónás klinopiroxének azok az ásványfázisok, amelyek legjobban rögzítik a magmafejlődést (pl. Duda és Schmincke, 1985; Bédard és mtsi., 1988; Dobosi, 1989; Dobosi és mtsi., 1991; Dobosi és Fodor, 1992). Azonban a klinopiroxén az alkáli bazaltos magmákban általában nem a likvidusz fázist képviseli, így a magmafejlődés korai szakaszáról nem ad információt. A Kissomlyó vulkáni központot felépítő bazaltokban nagy mennyiségű klinopiroxén jelenik meg fenokristály fázisként, amely ritka jellemzője a Bakony–Balaton-felvidéki és a Kemenesaljai vulkáni területek alkáli bazaltjainak. Ennek ellenére nem ez az ásványfázis rögzítette a Kissomlyó alatti mélybeli magmás rendszerben zajlott nyílt rendszerű folyamatokat (csak egy egyszerű frakcionációs kristályosodási történetet mutat), hanem az olivin. Ez arra utal, hogy az olivinek zónássági és kémiai jellemzőin keresztül feltárt nyílt rendszerű folyamatok, vagyis a tározóba történt ismétlődő primitívebb magmabenyomulások, a magmás rendszer fejlődésének korai szakaszában, a klinopiroxének kristályosodását megelőzően történtek.

Kutatási eredményeim alapján az olivin kristályok, illetve a bennük található spinell zárványok kiváló szemtanúknak bizonyultak, amelyek részletes vizsgálatával feltárhatók a mélybeli magmás rendszerben zajlott folyamatok. Ezen ásványfázisok használatának több előnye is van a klinopiroxénnel szemben: egyrészt ezek rendszerint jóval nagyobb mennyiségben fordulnak elő az alkáli bazaltokban, mivel az olivin képviseli az uralkodó fenokristály fázist, míg a klinopiroxén legtöbbször csak mikrofénokristályként és alapanyagfázisként jelenik meg. Másrészt az olivin és spinell a magmafejlődés legkorábbi szakaszáról nyújtanak információt, mivel általában ezek képviselik a legkorábban kiváló ásványfázisokat az alkáli bazaltos magmákban. Ezért a petrogenetikai kutatásokban kiemelt jelentőségű a részletes elektronmikroszkópos és -mikroszondás vizsgálatuk. Korábban Embey-Isztin és Dobosi (2007) nagyszámú olivin fenokristályt vizsgáltak a Pannon-medence nyugati és északi részén található alkáli bazaltos lávaközetekből, és az olivinek összetételét a bazaltok teljes közet összetételi adataival együtt értelmezve fontos következtetésekre jutottak a bazaltos magmák fejlődését illetően. Azonban nem említettek nyílt rendszerű folyamatokat, továbbá nem vizsgálták az olivinekben előforduló spinell zárványokat.

A Pannon-medence nyugati és északi részén található alkáli bazaltos lávaközetek olivin kristályainak magösszetételét Embey-Isztin és Dobosi (2007) három csoportba sorolták: a teljes közet összetétellel egyensúlyt tartó olivin magok, a teljes közet összetételből számolt egyensúlyi olivin összetételhez képest Mg-gazdagabb és Mg-szegényebb olivin magok. Az



egyensúlyi olivin összetételnél nagyobb Fo-tartalmat mutató olivin magokat egyes bazaltokban egyértelműen a litoszféraköpeny peridotit kőzetéből származtatták (xenokristályok), viszont számos bazaltban ezeket korai kiválású, a teljes kőzet összetétel által jelzettől primitívebb olvadékból kristályosodott olivinekként értelmezték, amelyek a magmafejlődés egy korábbi, kevésbé differenciált állapotát képviselik. A Fekete-hegy vulkáni komplexum tufagyűrű piroklasztitjain végzett vizsgálataim eredményei alapján felmerül a lehetősége annak, hogy e korábban más lelőhelyeken megfigyelt primitív olivin összetételek esetleg a magmafejlődés korai szakaszában zajlott magmakeveredésre utalhatnak. Ennek igazolásához azonban a többi bazalt olivin kristályainak részletes vizsgálata szükséges. Azokban az alkáli bazaltokban, amelyekben nem találtak a teljes kőzet összetétellel egyensúlyban lévő olivineket, csak azoknál Fo-szegényebbeket, e kristályok jóval kisebb Fo-tartalmát Embey-Isztin és Dobosi (2007) azzal magyarázták, hogy az olivinek diffúzió révén részlegesen egyensúlyba kerültek a már frakcionált olvadékkal (amelyet az alapanyag képvisel). Figyelemreméltó, hogy ezeket az olivineket vastag, masszív lávakőzetekből írták le. Ez összhangban van azzal az értelmezéssel, amelyet a vastag királykői (Fekete-hegy vulkáni komplexum) lávakőzetből származó Fo-szegény olivin fenokristályok esetében felvetettem.

A Balaton-felvidéken és Kemenesalján korábban egy-két olyan geokémiai vizsgálat történt, amelyek adott vulkáni központon belül több különböző kitörési egység összehasonlítására irányultak. Harangi és mtsi. (1994, 1995) a kemenesaljai centrumok (Ság-hegy, Kissomlyó, Sitke - Hercseg-hegy) effuzív kőzeteinek és a piroklasztitok juvenilis elegyrészeinek teljes kőzet összetételi adatai alapján homogénnek találták az adott központokon belüli bazaltok összetételét. A Kissomlyón végzett ásványszintű és teljes kőzet vizsgálataim ugyan alátámasztják a kitörési egységeket képviselő magmacsomagok geokémiai hasonlóságát, azonban rámutattak arra, hogy ez nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatoknak köszönhető, és valójában a magmás rendszer kémiai diverzitása jóval nagyobb volt, mint azt a teljes kőzet összetételek jelzik. Mindez egyértelműen rávilágít a részletes ásványszöveti és -kémiai vizsgálatok fontosságára még a homogénnek vélt kitörési centrumok esetében is. Németh és mtsi. (2003) a Balaton-felvidéki Szigliget esetében vetették fel a tűzhányót tápláló magmás rendszer kémiai heterogenitását.

A Fekete-hegyi vulkáni komplexum példáján keresztül láthattuk, hogy a mélybeli folyamatok detektálásához és a magmás rendszer fejlődésének megismeréséhez nélkülözhetetlen az olivin szövetének, zónásságának és kémiai összetételének nagy felbontású elemzése, vagyis a kristályok kémiai sztratifráciájának feltérképezése. Emellett a bennük lévő spinell zárványok összetételének meghatározása is kulcsfontosságú, amelynek során fontos

figyelembe venni, hogy az adott spinell zárvány milyen szöveti megjelenésű és zónássági típusú olivinben, és azon belül is annak melyik részében, melyik zónájában található. Mindezen megfigyelés együttes értelmezésével juthatunk el a bazalt vulkáni kitöréseket tápláló magmás rendszerek megismeréséhez és a mélyben zajlott zárt és/vagy nyílt rendszerű folyamatok, illetve az azokban részt vett magmák jellemzőinek feltárásához. A Fekete-hegy vulkáni komplexum esetében egyértelműen bizonyítható, hogy a különböző kitöréseket tápláló magmás rendszer(ek) fejlődésében eltérő összetételű magmacsomagok vettek részt, amelyet a részletes ásványszintű vizsgálatokkal tudtam kimutatni. Ez arra hívja fel a figyelmet, hogy a szilíciumban gazdagabb vulkáni kőzetekhez hasonlóan a bazaltok esetében sem elegendő csak a teljes kőzet geokémiai adatokat figyelembe venni, ugyanis egyrészt azok különböző kristályok és magmák keverékét képviselhetik, másrészt a teljes kőzet geokémiai vizsgálatokkal nem látunk bele bizonyos mélybeli folyamatokba, sem azok részleteibe. A bazaltos magmák feláramlása közben zajlott folyamatok feltárásához szükséges tehát a kőzetalkotó ásványfázisok aprólékos, integrált szöveti-zónássági-kémiai elemzése. E vizsgálatokon keresztül olyan mélybeli folyamatokat sikerült feltárnom, amelyeket korábban nem mutattak ki a Bakony–Balaton-felvidéki és a Kemenesaljai vulkáni területeken található alkáli bazaltokban. A bemutatott eredmények arra is felhívják a figyelmet, hogy a rendszerint összetett vulkanológiai felépítésű kitörési központok esetében a bazaltos magmák fejlődéstörténetének megismeréséhez fontos vizsgálni a freatomagmás kitörési termékeket is, amelyekkel a korábbi teljes kőzet geokémiai szemléletű kutatások során többnyire nem foglalkoztak.

Vizsgálati eredményeim új megvilágításba helyezik Németh és mtsi. (2003) és Embey-Isztin és Dobosi (2007) adatait, és azt sugallják, hogy a Balaton-felvidéki és Kemenesaljai vulkáni területek esetében is gyakoriak lehettek a kitöréseket megelőző összetett, nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok, és a magmás rendszerek fejlődésében részt vett magmák változatosabb összetétellel jellemezhetők. Azonban például a Nógrád-Gömöri Vulkáni Területtel ellentétben itt ezek a folyamatok kriptikusabbak, és jellemzően a magmafejlődés korai szakaszában zajlódhattak.

A három különböző esettanulmány alapján az alábbi következtetések vonhatók le a monogenetikus területekre vonatkozó vulkáni veszély-előrejelzés szempontjából: 1.) a bazaltos magmák akár napokon belül átszelhetik a litoszférát; 2.) a vulkáni centrumokon hosszú nyugalmi idő után is felújulhat a vulkáni működés; 3.) e kis vulkánok alatt is kialakulhat magmafelhalmozódási zóna.

## Összefoglaló

A Bakony–Balaton-felvidék és a Kemenesalja a Kárpát-Pannon térség monogenetikus alkáli bazalt vulkáni területei közül a legismertebbek közé tartoznak. Kutatásom során új szemléletben vizsgáltam e vulkáni mezők bazaltos kőzeteit, amelyhez három különböző kitörési központ képződményeit használtam fel: a monogenetikus vulkáni működésről szerzett ismereteket felhasználva elsősorban részletes ásványszintű elemzéseket végeztem.

A Balaton-felvidéki Bondoró-hegy és Füzes-tó salakkúp alkáli bazaltos kőzetei a Kárpát-Pannon térség alkáli bazaltjai között egyedülálló módon rendkívül gazdagok különböző eredetű kristályokban és xenolitokban. E sajátosságukat felhasználva feltártam az alkáli bazaltos magmák feláramlási történetét. A kőzetalkotó ásványfázisok nagy része nem a hordozó magmából kristályosodott, hanem xenokristályok és megakristályok, amelyek a litoszféraköpeny különböző mélységeiből és az alsó kéregből származnak. E rendkívül nagy mennyiségű fragmentum és kristály megjelenése alapján hatékony magma – falközet kölcsönhatás feltételezhető e mélységekben. Ezzel szemben a középső és felső kéregből nem szakítottak fel fragmentumokat a feltörő bazaltos magmák, amely arra utal, hogy változás történt a magmafeláramlás stílusában és esetleg sebességében is.

A kemenesaljai Kissomlyó vulkáni centrum egy ritka példája azon monogenetikus kitörési központoknak, amelyek felépülése során jelentősebb szünet (évszázados - évezredes) mutatható ki. Azonban az egyes kitörési egységeket képviselő teljes kőzet kémiai adatok hasonlósága és a kőzetalkotó ásványok hasonló szövete és összetétele arra utal, hogy a vulkáni működésben bekövetkezett hosszú nyugalmi periódus ellenére a rétegsoron keresztül nem tapasztalható számottevő változás a felszínre tört magmacsomagok összetételében. A Kissomlyó alatt egy stabil magmaképződési zóna valószínűsíthető, amely hasonló összetételű elsődleges magmákat szolgáltatott. Ezek az elsődleges magmák nem közvetlenül törtek a felszínre, hanem elakadtak és felhalmozódtak a kéreg-köpeny határ környékén, aminek következtében kialakult egy magmatározó. E tározóban differenciációs folyamatok (frakcionációs kristályosodás, magmakeveredés) zajlottak, ahova időszakonként friss, primitívebb magmacsomagok nyomultak.

A Balaton-felvidéki Fekete-hegy vulkáni komplexum kiváló lehetőséget nyújt ahhoz, hogy egy összetett monogenetikus rendszeren belül vizsgáljuk a különböző helyen és időben felszínre tört bazaltos magmák jellemzőit. A részletes kőzetszöveti, illetve ásványszöveti, -zónássági és -kémiai vizsgálatok alapján a freatomagmás kitöréseket tápláló magmás rendszer rendkívül összetett fejlődéstörténettel jellemezhető, amelyben meghatározó szerepe volt a nyílt rendszerű folyamatoknak. A magmafelhalmozódás következtében kialakult magmatározóba különböző összetételű primitívebb magmák érkeztek (újrátöltődések), amelyek keveredtek a tározóban lévő frakcionáltabb magmával. Ezzel szemben a későbbi magmás robbanásos – effuzív vulkáni működést tápláló magmás rendszer jóval egyszerűbb fejlődéstörténettel jellemezhető: a bazaltos magmák fejlődése során nem voltak jellemzők a nyílt rendszerű folyamatok, hanem csak zárt rendszerű frakcionációs kristályosodás zajlott egy magmafelhalmozódási zónában.

Vizsgálati eredményeim arra utalnak, hogy e vulkáni mezők kitörési központjait létrehozó bazaltos magmák változatos mélybeli folyamatokon mentek keresztül, illetve fejlődéstörténetük között különbségek mutathatók ki, akár egy adott vulkáni centrumon belül is. A mélybeli magmás rendszerek fejlődésében fontos szerepet játszottak a nyílt rendszerű folyamatok (magmafelhalmozódás és -raktározódás, magmakeveredés, hatékony magma – falközet kölcsönhatás), és a különböző kitörési fázisokban sok esetben eltérő magmacsomagok törtek felszínre. Az alkáli bazaltos magmák likvidusz fázisait képviselő olivinek és spinell zárvényaik nagy felbontású szöveti, zónássági és kémiai elemzése fontos adalékot nyújt a monogenetikus vulkáni központokat tápláló magmás rendszerek jobb megértéséhez.

## **Abstract**

The Bakony–Balaton Highland and Kemenesalja belong to the best-known monogenetic alkaline basaltic volcanic fields of the Carpathian-Pannonian Region. During my research I applied a new approach for the investigation of the basaltic rocks of these volcanic fields, for which the volcanic products of three different eruptive centres were used: considering the knowledge about monogenetic volcanism I carried out mainly detailed mineral-scale analyses.

Alkaline basalts of the Bondoró-hegy and Füzes-tó scoria cone (Bakony–Balaton Highland) are unique among the alkaline basalts of the Carpathian-Pannonian Region because they are unusually rich in crystals and xenoliths of different origins. Using this speciality I revealed the ascent history of these basaltic magmas. Most of the rock-forming minerals did not crystallized from the host magma, but they are xenocrysts and megacrysts deriving from the lithospheric mantle and the lower crust. Based on the unusually large amount of these fragments and crystals in the basalts an effective magma – wall rock interaction can be assumed in these depths. In contrast, the ascending magmas did not incorporate any fragments from the middle and upper crust that implies a change in the style and possibly also in the rate of the magma ascent.

The Kissomlyó volcanic centre (Kemenesalja) is a rare example of monogenetic eruptive centres where a significant time break (hundreds – thousands of years) occurred during the volcanic activity. However, the small variation of whole rock data and the similar compositional evolution of the rock-forming minerals through the succession imply that in spite of the long quiescence period the eruption cycles were fed by compositionally similar magma batches. Beneath the Kissomlyó a stable magma generation zone can be inferred yielding compositionally similar primary magmas which did not ascend directly to the surface but accumulated near the crust-mantle boundary. This resulted in the formation of a storage zone where differentiation processes (fractional crystallization, magma mixing) occurred accompanied with intermittent replenishments by more primitive magma batches.

The Fekete-hegy volcanic complex (Bakony–Balaton Highland) provide an excellent opportunity to study the features of basaltic magmas erupted to the surface in different places and time inside a complex monogenetic system. Based on the detailed analyses of rock textures as well as mineral textures, zoning and chemistry the magmatic system feeding the phreatomagmatic eruptions can be characterized by a complex evolution, in which open-system processes played a dominant role. As the result of magma accumulation a storage system was formed where more primitive magmas having different compositions arrived (replenishments) and mixed with the more fractionated magma in the reservoir. In contrast, the later magmatic explosive – effusive volcanic activity can be characterized by a much more simple evolution: the basaltic magmas evolved through closed-system fractional crystallization in a magma accumulation zone.

My results indicate that the basaltic magmas which formed the eruptive centres of these volcanic fields went through diverse deep processes and differences can be inferred between their evolutions, even inside a given volcanic centre. The open-system petrogenetic processes (magma accumulation and storage, magma mixing, effective magma – wall rock interaction) played an important role in the evolution of the deep magmatic systems and in a number of cases different magma batches erupted to the surface in the different eruptive phases. The high-resolution investigation of the textures, zoning and chemical compositions of the olivines and their spinel inclusions which represent the liquidus phases of alkaline basaltic magmas provide an important contribution to the better understating of the magmatic systems feeding monogenetic volcanic centres.

## **Köszönetnyilvánítás**

Elsőként szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr. Harangi Szabolcsnak ezt az érdekes kutatási témát, a kutatás során nyújtott sok segítséget és a hasznos konzultációkat. Külön kiemelve szeretnék köszönetet mondani Kiss Balázsnak a rengeteg segítségért és hasznos tanácsért, valamint a szüntelen támogatásért mindvégig a kutatásom során, illetve dolgozatom elkészítése alatt! Köszönöm szépen Dr. Theodoros Ntaflosnak (Universität Wien) az elektronmikroszkopos elemzésekkel nyújtott sok segítséget és a kutatás során folytatott hasznos megbeszéléseket. Bendő Zsoltnak köszönöm a segítséget a pásztázó elektronmikroszkopos vizsgálatok során. Dr. Dobosi Gábornak és Dr. Embey-Isztin Antalnak hálásan köszönöm, hogy rendelkezésemre bocsátották a Bondoró-hegyen gyűjtött közetmintákat, illetve az azokból mért ásványkémi adatokat. Németh Károlynak (Volcanic Risk Solutions, Massey University) szeretném megköszönni a Kissomlyó vulkáni központtal kapcsolatos sok hasznos tanácsot és a kitörési térfogat becsléshez nyújtott segítséget. Sági Tamásnak köszönöm az olivin profilozásban nyújtott segítséget, illetve a hasznos beszélgetéseket. Lócsi Leventének köszönettel tartozom az ortopiroxének reakciópereméből származó magmafeláramlási sebességértékek kiszámolása során nyújtott segítségért. Köszönetet szeretnék mondani Józsa Sándornak, aki kutatásom során sokszor segített a polarizációs mikroszkopos vizsgálatok során. Köszönöm Prof. Ron Fodornak (North Carolina State University) a hasznos tanácsokat a kutatás során, Szabó Csabának pedig az optikai fotók elkészítésében nyújtott segítséget. Molnár Katának köszönöm szépen a dolgozat elkészítése során nyújtott sok technikai segítséget, tanácsot és a szöveg átnézését. Hálás vagyok Császár Gabriellának a dolgozat stilisztikai-helyesírási szempontból való átolvasásáért. Továbbá szeretném megköszönni az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék oktatóinak és hallgatóinak, valamint az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport tagjainak a kutatás során nyújtott segítséget és a kellemes környezetet. Végül, de nem utolsó sorban hálásan köszönöm Szüleimnek, Testvéreimnek és Barátaimnak a szüntelen támogatást, biztatást és kitartó türelmet a kutatás során, illetve a dolgozat megírása alatt.

A kutatást a K 68587 sz. OTKA pályázat, a 10-1-2011-0694 sz. Magyar-osztrák kétoldalú TéT Együttműködés, a CEEPUS és Collegium Hungaricum ösztöndíjak, valamint a TÁMOP-4.2.4.A/2-11/1-2012-0001 sz. Jedlik Ányos Doktorjelölti Ösztöndíj (Nemzeti Kiválóság Program) támogatta.

## Irodalomjegyzék

- ALI, S. & NTAFLÓS, T. 2011: Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region. – *Lithos* **121/1-4**, 176-188.
- ALI, S., NTAFLÓS, T. & UPTON, B. G. J. 2013: Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian-Pannonian region, Styria, Austria. – *Chemical Geology* **337-338**, 99-113.
- ALLAN, J. F., SACK, R. O. & BATIZA, R. 1988: Cr-rich spinels as petrogenetic indicators; MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific. – *American Mineralogist* **73/7-8**, 741-753.
- AOKI, K.-I. & KUSHIRO, I. 1968: Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **18/4**, 326-337.
- ARAI, S. 1992: Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. – *Mineralogical Magazine* **56**, 173-184.
- ARAI, S. 1994: Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **59**, 279-293.
- ARAI, S. & ABE, N. 1995: Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali-basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. – *American Mineralogist* **80**, 1041-1047.
- AUER, A., MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007: The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate” and “hard-substrate” maar volcanoes in an aligned volcanic complex – Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **159/1-3**, 225-245.
- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic of the Pannonian Basin and surrounding orogens. – *Acta Geologica Hungarica* **44/2-3**, 301-327.
- BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2001: K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. – *Acta Geologica Hungarica* **44**, 281-299.
- BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2005: Evidence for the Neogen small-volume intracontinental volcanism in the western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar volcanic complex. – *Geologica Carpathica* **56**, 91-99.
- BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, C. 1994: K/Ar alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. – In: CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologischen Zusammenarbeit Österreich-Ungarn Lobitzer*. 55-72.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Mineralogica et Petrographica Szeged* **28**, 75-93.
- BALOGH, K., JÁMBOR, A., PARTÉNYI, Z., RAVASZ-NÉ BARANYAI, L. & SOLTÍ, G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről*, 243-259.
- BALOGH, K., ITAYA, T., NÉMETH, K., MARTIN, U., WIJBRANS, J. & THAN, N. X. 2005: Study of controversial K/Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: a progress report. – *Mineralia Slovaca* **37**, 298-300.
- BANNISTER, V., ROEDER, P. & POUSTOVETOV, A. 1998: Chromite in the Paricutin lava flows (1943–1952). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **87/1-4**, 151-171.
- BARTON, M. & BERGEN, V. M. J. 1981: Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77/2**, 101-114.



- BECCALUVA, L., BIANCHINI, G., NATALI, C. & SIENA, F. 2011: Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. – *Lithos* **123**, 218-224.
- BÉDARD, J. H. J., FRANCIS, D. M. & LUDDEN, J. 1988: Petrology and pyroxene chemistry of Monteregian dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **25/12**, 2041-2058.
- BEST, M. G. 2003: *Igneous and Metamorphic Petrology*. – Blackwell, Blackwell Publishing company.
- BINNS, R. A., DUGGAN, M. B. & WILKINSON, J. F. G. 1970: High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. – *American Journal of Science* **269/2**, 132-168.
- BLONDES, M. S., REINERS, P. W., DUCEA, M. N., SINGER, B. S. & CHESLEY, J. 2008: Temporal-compositional trends over short and long time-scales in basalts of the Big Pine Volcanic Field, California. – *Earth and Planetary Science Letters* **269**, 140-154.
- BORSY, Z., BALOGH, K., KOZÁK, M. & PÉCSKAY, Z. 1986: Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. – *Acta Geographica Debrecina* **23**, 79-104.
- BOUDIER, F. 1991: Olivine xenocrysts in picritic magmas: An experimental and microstructural study. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109/1**, 114-123.
- BOWEN, N. L. & ANDERSON, O. 1914: The binary system MgO-SiO<sub>2</sub>. – *American Journal of Science* **37**, 487-500.
- BRAND, B. D. & WHITE, C. M. 2007: Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **160**, 319-339.
- BREARLEY, M. & SCARFE, C. M. 1986: Dissolution Rates of Upper Mantle Minerals in an Alkali Basalt Melt at High Pressure: An Experimental Study and Implications for Ultramafic Xenolith Survival. – *Journal of Petrology* **27/5**, 1157-1182.
- BRENNA, M., CRONIN, S. J., SMITH, I. E. M., SOHN, Y. K. & NÉMETH, K. 2010: Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160/6**, 931-950.
- BRENNA, M., CRONIN, S. J., NÉMETH, K., SMITH, I. E. M. & SOHN, Y. K. 2011: The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. – *Terra Nova*, 1-6.
- BROOKS, C. K. & PRINTZLAU, I. 1978: Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: The evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4/315-331**.
- CARRACEDO, J.-C., PEREZ-TORRADO, F.-J., RODRIGUEZ-GONZALEZ, A., FERNANDEZ-TURIEL, J.-L., KLÜGEL, A., TROLL, V. R. & WIESMAIER, S. 2012: The ongoing volcanic eruption of El Hierro, Canary Islands. – *Eos Trans. AGU* **93/9**.
- CASSIDY, J. & LOCKE, C. A. 2004: Temporally linked volcanic centers in the Auckland Volcanic Field: New Zealand. – *Journal of Geology and Geophysics* **47**, 287-290.
- CEBRIÁ, J. M. & WILSON, M. 1995: Cenozoic mafic magmatism in western-central Europe: A common European asthenospheric reservoir? – *Terra Nova* **7**, 162.
- CLYNNE, M. A. & BORG, L. E. 1997: Olivine and chromian spinel in primitive calc-alkaline and tholeiitic lavas from the southernmost Cascade Range, California; a reflection of relative fertility of the source. – *The Canadian Mineralogist* **35/2**, 453-472.
- CONDIT, C. D. & CONNOR, C. B. 1996: Recurrence rates of volcanism in basaltic volcanic fields: An example from the Springerville volcanic field, Arizona. – *Geological Society of America Bulletin* **108**, 1225-1241.
- CONDIT, C. D., CRUMPLER, L. S., AUBELE, J. C. & ELSTON, W. E. 1989: Patterns of volcanism

- along the southern margin of the Colorado Plateau: The Springerville Field. – *Journal of Geophysical Research* **94**, 7975-7986.
- CONDOMINES, M., TANGUY, J. C. & MICHAUD, V. 1995: Magma dynamics at Mt. Etna - constraints from U-Th-Ra-Pb radioactive disequilibria and Sr isotopes in historical lavas. – *Earth and Planetary Science Letters* **132**, 25-41.
- CONNOR, C. B. & CONWAY, F. M. 2000: Basaltic Volcanic Fields. – In: SIGURDSSON, H. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 331-343.
- CONNOR, C. B., CONDIT, C. D., CRUMPLER, L. S. & AUBELE, J. C. 1992: Evidence of regional structural controls on vent distribution - Springerville Volcanic Field, Arizona. – *Journal of Geophysical Research* **97**, 12349-12359.
- CONNOR, C. B., STAMATAKOS, J. A., FERRILL, D. A., HILL, B. E., OFOEGBU, G. I., CONWAY, F. M., SAGAR, B. & TRAPP, J. 2000: Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. – *Journal of Geophysical Research* **105**, 417-432.
- COSTA, F. & DUNGAN, M. 2005: Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine. – *Geology* **33/10**, 837-840.
- COSTA, F., COHMEN, R. & CHAKRABORTY, S. 2008: Time Scales of Magmatic Processes from Modeling the Zoning Patterns of Crystals. – In: PUTIRKA, K. D. & TEPLEY III, F. J. (eds): *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. 545-594.
- CRABTREE, S. M. & LANGE, R. A. 2011: Complex phenocryst textures and zoning patterns in andesites and dacites: evidence of degassing-induced crystallization? – *Journal of Petrology* **52**, 3-38.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. – *Tectonophysics* **208/1-3**, 221-241.
- DAINES, M. J. & KOHLSTEDT, D. L. 1994: The Transition from Porous to Channelized Flow Due to Melt/Rock Reaction During Melt Migration. – *Geophysical Research Letters* **21/2**, 145-148.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1978: *Rock-forming minerals. Vol. 2A. Single-chain silicates*, p. 3-4. Longman, London.
- DÉGI, J., ABART, R., TÖRÖK, K., RHEDE, D. & PETRISHCHEVA, E. 2009: Evidence for xenolith-host basalt interaction from chemical patterns in Fe-Ti-oxides from mafic granulite xenoliths of the Bakony-Balaton Volcanic field (W-Hungary). – *Mineralogy and Petrology* **95/3**, 219-234.
- DICK, H. J. B. & BULLEN, T. 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **86/1**, 54-76.
- DOBOSI, G. 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101**, 112-121.
- DOBOSI, G. & FODOR, R. V. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. – *Lithos* **28/2**, 133-150.
- DOBOSI, G., FODOR, R. V. & GOLDBERG, S. A. 1995: Late-Cenozoic alkali basalt magmatism in Northern Hungary and Slovakia: Petrology, source compositions and relationship to tectonics. – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*. **7**, 199-207.
- DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G. & KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. – *Mineralogy and Petrology* **43/4**, 275-292.
- DOBOSI, G., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & JENNER, G. A. 2003: Origin of megacrysts and

- pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen* **178/3**, 217-237.
- DOWNES, H. & VASELLI, O. 1995: The lithospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review of trace element and isotopic evidence from ultramafic xenoliths. – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*. **7**, 219-229.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109/3**, 340-354.
- DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., DOBOSI, G., JAMES, D. E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. – *Lithos* **35/1-2**, 65-81.
- DUDA, A. & SCHMINCKE, H.-U. 1985: Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **91/4**, 340-353.
- ELLIS, D. J. 1976: High pressure cognate inclusions in the Newer Volcanics of Victoria. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58/2**, 149-180.
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: A review of trace elements and isotopic composition. – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*. **7**, 155-166.
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 2007: Composition of olivines in the young alkali basalts and their peridotite xenoliths from the Pannonian Basin. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **99**, 5-22.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – *Journal of Petrology* **30/1**, 79-105.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1990: Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. – *Mineralogical Magazine* **54**, 463-483.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., ALTHERR, R. & MEYER, H.-P. 2001: Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. – *Tectonophysics* **331/3**, 285-306.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., KEMPTON, P. D., DOBOSI, G. & THIRLWALL, M. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **144**, 652-670.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., JAMES, D., DOWNES, H., POULTIDIS, C. & SCHARBERT, H. G. 1993b: A compilation of new major, trace and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **16**, 5-26.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993a: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34**, 317-343.
- ERLUND, E. J., CASHMAN, K. V., WALLACE, P. J., PIOLI, L., ROSI, M., JOHNSON, E. & GRANADOS, H. D. 2010: Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **197/1-4**, 167-187.

- FISK, M. R. & BENCE, A. E. 1980: Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527-1-1. – *Earth and Planetary Science Letters* **48/1**, 111-123.
- FUJII, T. 1989: Genesis of mid-ocean ridge basalts. – *Geological Society, London, Special Publications* **42/1**, 137-146.
- GALIPP, K., KLÜGEL, A. & HANSTEEN, T. H. 2006: Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **155/3–4**, 285-306.
- GRANET, M., WILSON, M. & ACHAUER, U. 1995: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. – *Earth and Planetary Science Letters* **136/3–4**, 281-296.
- HAMMER, J. E. 2006: Influence of  $fO_2$  and cooling rate on the kinetics and energetics of Fe-rich basalt crystallization. – *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 618-637.
- HARANGI, S. 2001a: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. – *Acta Geologica Hungarica* **44**, 223–258.
- HARANGI, S. 2001b: Neogene magmatism in the Alpine–Pannonian Transition Zone — a model for melt generation in a complex geodynamic setting. – *Acta Vulcanologica* **13**, 25–39.
- HARANGI, S. 2001c: Volcanology and petrology of the Late Miocene to Pliocene alkali basaltic volcanism in the Western Pannonian Basin. – In: ÁDÁM, A. & SZARKA, L. (eds): *PANCARDI 2001 Field Guide*. Sopron, 51-81.
- HARANGI, S. 2009: *Volcanism of the Carpathian-Pannonian region, Europe: The role of subduction, extension and mantle plumes*. <http://www.mantleplumes.org/CarpathianPannonian.html>.
- HARANGI, S. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. – In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. **418**, 67-92.
- HARANGI, S., DOWNES, H. & SEGHEDEI, I. 2006: Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. – In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European lithosphere dynamics*. **32**, 167-190.
- HARANGI, S., SÁGI, T., SEGHEDEI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. – *Lithos* **180–181**, 43-57.
- HARANGI, S., VASEILI, O., KOVÁCS, R., TONARINI, S., CORADOSSI, N. & FERRARO, D. 1994: Volcanological and magmatological studies on the Neogene basaltic volcanoes of the Southern Little Hungarian Plain, Pannonian Basin (Western Hungary). – *Miner. Petrogr. Acta* **37**, 183-197.
- HARANGI, S., VASELLI, O., TONARINI, S., SZABÓ, C., HARANGI, R. & CORADOSSI, N. 1995: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 173–187.
- HARANGI, S., JANKOVICS, M. É., SÁGI, T., KISS, B., LUKÁCS, R. & SOÓS, I. 2014: Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern–central Europe. – *International Journal of Earth Sciences*, 1-26.
- HART, S. R. 1988: Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. – *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 273-296.
- HASENAKA, T. & CARMICHAEL, I. S. E. 1985: The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **25/1-2**, 105-124.
- HILDNER, E., KÜGEL, A. & HANSTEEN, T. H. 2012: Barometry of lavas from the 1951 eruption of Fogo, Cape Verde Islands: Implications for historic and prehistoric magma plumbing

- systems. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **217-218**, 73-90.
- HILL, R. & ROEDER, P. 1974: The Crystallization of Spinel from Basaltic Liquid as a Function of Oxygen Fugacity. – *Journal of Geology* **82**, 709-729.
- HIRANO, N., YAMAMOTO, J., KAGI, H. & ISHII, T. 2004: Young, olivine xenocryst-bearing alkali-basalt from the oceanward slope of the Japan Trench. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148/1**, 47-54.
- HOERNLE, K., ZHANG, Y. S. & GRAHAM, D. 1995: Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. – *Nature* **374**, 34-39.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **226/1-4**, 333-357.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. – *Marine and Petroleum Geology* **12/8**, 837-844.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. – In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*. **32**, 191-206.
- HOUGHTON, B. F. & SCHMINKE, H. U. 1989: Rothenberg scoria cone, East Eifel: A complex strombolian and phreatomagmatic volcano. – *Bulletin of Volcanology* **52**, 28-48.
- IRVINE, T. N. 1965: Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator: Part 1. Theory. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **2/6**, 648-672.
- IRVINE, T. N. 1967: Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **4/1**, 71-103.
- IRVING, A. J. & FREY, F. A. 1984: Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48/6**, 1201-1221.
- JÁMBOR, Á. 1973: A monostorapáti Mat-1 sz. fúrás rétegsora – *Magyar Bányászati és Földtani Hivatal Adattár*, 325-334.
- JANKOVICS, M. É. 2010: A füzes-tói alkáli bazalt integrált ásványszöveti és -kémiai vizsgálatának eredményei: következtetések a bazalt petrogenezisére. – *Diplomamunka ELTE-TTK*, Budapest. 127 p.
- JANKOVICS, É., HARANGI, S. & NTAFLÓS, T. 2009: A mineral-scale investigation on the origin of the 2.6 Ma Füzes-tó basalt, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary). – *Central European Geology* **52/2**, 97-124.
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, S., KISS, B. & NTAFLÓS, T. 2012: Open-system evolution of the Füzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions. – *Lithos* **140-141/0**, 25-37.
- JANKOVICS, M. É., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., KISS, B., SÁGI, T., HARANGI, S. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. – *Bulletin of Volcanology* **75/9**, 1-23.
- JAQUES, A. L. & GREEN, D. H. 1980: Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **73/3**, 287-310.
- JUGOVICS, L. 1915: Az Alpok keleti végződése alján és a Vas vármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák, I. rész (in Hungarian). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, 49-73.
- JUGOVICS, L. 1916: Az Alpok keleti végződése alján és a Vas vármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák, II. rész (in Hungarian). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, 63-76.
- JUGOVICS, L. 1968: The Transdanubian basalt and basaltic tuff fields (in Hungarian). – *Yearly Report of the Hungarian Geological Institute about the year 1967*, 75-82.

- JUGOVICS, L. 1976: A magyarországi bazaltok kémiai jellege. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1974. évről*, 431-470.
- JUREWICZ, A. G. & WATSON, E. B. 1988a: Cations in olivine, Part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99/2**, 176-185.
- JUREWICZ, A. J. G. & WATSON, E. B. 1988b: Cations in olivine, Part 2: Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99/2**, 186-201.
- KAHL, M., CHAKRABORTY, S., COSTA, F. & POMPILIO, M. 2011: Dynamic plumbing system beneath volcanoes revealed by kinetic modeling, and the connection to monitoring data: An example from Mt. Etna. – *Earth and Planetary Science Letters* **308/1–2**, 11-22.
- KAHL, M., CHAKRABORTY, S., COSTA, F., POMPILIO, M., LIUZZO, M. & VICCARO, M. 2013: Compositionally zoned crystals and real-time degassing data reveal changes in magma transfer dynamics during the 2006 summit eruptive episodes of Mt. Etna. – *Bulletin of Volcanology* **75/692**.
- KAMENETSKY, V. S., CRAWFORD, A. J. & MEFFRE, S. 2001: Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. – *Journal of Petrology* **42/4**, 655-671.
- KÁZMÉR, M. 1990: Birth, life, and death of the Pannonian Lake. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **79**, 171-188.
- KERESZTURI, G., NÉMETH, K., CSILLAG, G., BALOGH, K. & KOVÁCS, J. 2011: The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **201**, 227-240.
- KERESZTURI, G., CSILLAG, G., NÉMETH, K., SEBE, K., BALOGH, K. & JÁGER, V. 2010: Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. – *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 362-384.
- KERESZTURI, G., NÉMETH, K., CRONIN, S. J., AGUSTÍN-FLORES, J., SMITH, I. E. M. & LINDSAY, J. 2013: A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes — Implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **266/0**, 16-33.
- KLÜGEL, A. 1998: Reactions between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Islands): constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **131/2**, 237-257.
- KLÜGEL, A., HANSTEEN, T. H. & GALIPP, K. 2005: Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). – *Earth and Planetary Science Letters* **236/1–2**, 211-226.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HOJSTRICOVA, V. 1999: The central Slovakia Neogene volcanic field: A review. – *Society of Economic Geologists, Guidebook Series* **31**, 181-196.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J., BALOGH, K. & KONEČNÝ, P. 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 167-171.
- KONEČNÝ, V., KOVÁČ, M., LEXA, J. & ŠEFARA, J. 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. – *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publication Series* **1**, 105-123.
- LANDI, P., CORSARO, R. A., FRANCALANCI, L., CIVETTA, L., MIRAGLIA, L., POMPILIO, M. & TESORO, R. 2009: Magma dynamics during the 2007 Stromboli eruption (Aeolian Islands, Italy): Mineralogical, geochemical and isotopic data. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **182**, 255-268.



- LARSEN, L. M. & PEDERSEN, A. K. 2000: Processes in High-Mg, High-T Magmas: Evidence from Olivine, Chromite and Glass in Palaeogene Picrites from West Greenland. – *Journal of Petrology* **41/7**, 1071-1098.
- LASAGA, A. C. 1998: *Kinetic theory in the earth sciences*. – Princeton University Press. 728 p.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *Journal of Petrology* **27**, 745-750.
- LENKEY, L., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2002: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the neotectonics. – *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publications, Series 3*, 29-40.
- LEXA, J. & KONECNÝ, V. 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. – In: RAKÚS, M. (eds): *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. 219-240.
- LEXA, J., SEGHEDI, I., NÉMETH, K., SZAKÁCS, A., KONECNÝ, V., PÉCSKAY, Z., FÜLÖP, A. & KOVACS, M. 2010: Neogene-Quaternary volcanic forms ub the Carpathian-Pannonian region:a review. – *Central European Journal of Geosciences* **2**, 207-270.
- LIBOUREL, G. 1999: Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **136/1-2**, 63-80.
- LISTER, J. R. & KERR, R. C. 1991: Fluid-Mechanical Models of Crack Propagation and Their Application to Magma Transport in Dykes. – *Journal of Geophysical Research* **96/B6**, 10049-10077.
- LOFGREN, G. 1974: An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. – *American Journal of Science* **274**, 243-273.
- LONGPRÉ, M.-A., KLÜGEL, A., DIEHL, A. & STIX, J. 2014: Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011-2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. – *Geology* **42**, 315-318.
- LUSTRINO, M. & WILSON, M. 2007: The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. – *Earth Science Review* **81**, 1-65.
- MAALOE, S. & HANSEN, B. 1982: Olivine phenocrysts of Hawaiian olivine tholeiite and oceanite. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **81/3**, 203-211.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151-167.
- MARTÍ, J., PINEL, V., LÓPEZ, C., GEYER, A., ABELLA, R., TÁRRAGA, M., BLANCO, M. J., CASTRO, A. & RODRÍGUEZ, C. 2013a: Causes and mechanisms of El Hierro submarine eruption (2011–2012) (Canary Islands). – *Journal of Geophysical Research* **118**, 1-17.
- MARTÍ, J., CASTRO, A., RODRÍGUEZ, C., COSTA, F., CARRASQUILLA, S., PEDREIRA, R. & BOLOS, X. 2013b: Correlation of Magma Evolution and Geophysical Monitoring during the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) Submarine Eruption. – *Journal of Petrology* **54/7**, 1349-1373.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: *Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin*. – Budapest Geological Institute of Hungary.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2005: Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluvio-lacustrine basin: Kissomlyó volcano (western Hungary). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **147/3-4**, 342-356.
- MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A. & BREITKREUZ, C. 2003: Mio-Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in a Fluvio-Lacustrine Basin in Western Hungary. – *Geolines* **15**, 84-90.
- MATTSSON, H. B. 2012: Rapid magma ascent and short eruption durations in the Lake Natron-Engaruka monogenetic volcanic field (Tanzania): A case study of the olivine melilititic Pello Hill scoria cone. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **247-248**,

- MAURITZ, B., HARWOOD, H. F., THEOBALD, L. S. & ENDRÉDY, E. 1948: A Dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. – *Földtani Közlöny* **78**, 134-169.
- MCGEE, L., BEIER, C., SMITH, I. M. & TURNER, S. 2011: Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U-Th–Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162/3**, 547-563.
- MCGEE, L. E., MILLET, M.-A., SMITH, I. E. M., NÉMETH, K. & LINDSAY, J. M. 2012: The inception and progression of melting in a monogenetic eruption: Motukorea Volcano, the Auckland Volcanic Field, New Zealand. – *Lithos* **155**, 360-374.
- MCGEE, L. E., SMITH, I. E. M., MILLET, M.-A., HANDLEY, H. K. & LINDSAY, J. M. 2013: Asthenospheric Control of Melting Processes in a Monogenetic Basaltic System: a Case Study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. – *Journal of Petrology* **54/10**, 2125-2153.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. & GOTTARDI, G. 1988: Nomenclature of pyroxenes. – *Mineralogical Magazine* **52**, 535–550.
- MORIOKA, M. 1981: Cation diffusion in olivine – II. Ni – Mg, Mn – Mg, Mg and Ca. – *Geochim Cosmochim Acta* **45**, 1573-1580.
- NAKAMURA, N. 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38/5**, 757-775.
- NEEDHAM, A. J., LINDSAY, J. M., SMITH, I. E. M., AUGUSTINUS, P. & SHANE, P. A. 2011: Sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas from a small monogenetic volcano in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **201/1–4**, 126-142.
- NEMESI, L., SEFARA, J., VARGA, G. & KOVÁCSVÖLGYI, S. 1997: Results of deep geophysical survey within the framework of the DANREG project. – *Geophys. Trans.* **41**, 143-159.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999a: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. – *Acta Vulcanologica* **11/2**, 271-282.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999b: Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Hungary) using physical volcanology data. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **43/4**, 417-438.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, S. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **111/1–4**, 111-135.
- NÉMETH, K., WHITE, J. D. L., REAY, A. & MARTIN, U. 2003: Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. – *Journal of the Geological Society* **160/4**, 523-530.
- PÁPA, A., RÁNER, G., TÁTRAI, M. & VARGA, G. 1990: Seismic and magnetotelluric investigation on a network of base lines. – *Acta Geod. Geophys. Mont. Hung.* **25**, 309-323.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDEI, I., BALOGH, K., KONECNÝ, V., ZELENKA, T., KOVACS, M., PÓKA, T., FÜLÖP, A., MÁRTON, E., PANAIOTU, C. & CVETKOVIC, V. 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. – *Geologica Carpathica* **57/6**, 511-530.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., A., S., BALOGH, K., SEGHEDEI, I., KONECNÝ, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*. *Acta Vulcanologica* **7**, 15-28.
- PILET, S., HERNANDEZ, J., SYLVESTER, P. & POUJOL, M. 2005: The metasomatic alternative for

- oceanic island basalt chemical heterogeneity. – *Earth and Planetary Science Letters* **236**, 148-166.
- PIROMALLO, C. & MORELLI, A. 2003: P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. – *Journal of Geophysical Research* **108**.
- PUTIRKA, K. 1999: Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135/2-3**, 151-163.
- PUTIRKA, K. D. 2008: Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69/1**, 61-120.
- PUTIRKA, K. D., MIKAELIAN, H., RYERSON, F. & SHAW, H. 2003: New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. – *American Mineralogist* **88/10**, 1542-1554.
- REINERS, P. W. 2002: Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: Implications for mantle heterogeneity and melting processes. – *Geochemistry Geophysics Geosystems* **3/2**.
- REUBI, O., NICHOLLS, I. A. & KAMENETSKY, V. S. 2002: Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **119/1-4**, 255-274.
- RIGHTER, K. & CARMICHAEL, I. S. E. 1993: Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. – *American Mineralogist* **78**, 1230-1245.
- ROCK, N. M. S. 1990: The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: Computerization and its consequences. – *Mineralogy and Petrology* **43/2**, 99-119.
- ROEDER, P. L. 1994: Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. – *The Canadian Mineralogist* **32/4**, 729-746.
- ROEDER, P. L. & REYNOLDS, I. 1991: Crystallization of Chromite and Chromium Solubility in Basaltic Melts. – *Journal of Petrology* **32/5**, 909-934.
- ROEDER, P. L., POUSTOVETOV, A. & OSKARSSON, N. 2001: Growth Forms and Composition of Chromian Spinel in MORB Magma: Diffusion-Controlled Crystallization of Chromian Spinel. – *Canadian Mineralogist* **39/2**, 397-416.
- ROEDER, P., GOFTON, E. & THORNER, C. 2006: Cotectic Proportions of Olivine and Spinel in Olivine-Tholeiitic Basalt and Evaluation of Pre-Eruptive Processes. – *Journal of Petrology* **47/5**, 883-900.
- ROEDER, P. L., THORNER, C., POUSTOVETOV, A. & GRANT, A. 2003: Morphology and composition of spinel in Pu'u 'O'o lava (1996-1998), Kilauea volcano, Hawaii. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **123/3-4**, 245-265.
- ROHRBACH, A., SCHUTH, S., BALLHAUS, C., MÜNKER, C., MATVEEV, S. & QOPOTO, C. 2005: Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **149/6**, 685-698.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & BURCHFIELD, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. – *Geological Society of America Bulletin* **93**, 717-725.
- RUSSELL, J. K., PORRITT, L. A., LAVALLEE, Y. & DINGWELL, D. B. 2012: Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy. – *Nature* **481/7381**, 352-356.
- SACK, R. O. & GHIORSO, M. S. 1991: Chromian spinels as petrogenetic indicators; thermodynamics and petrological applications. – *American Mineralogist* **76/5-6**, 827-847.
- SATO, H. 1977: Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. – *Lithos* **10/2**, 113-120.
- SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H. A. 1983: The Quaternary Eifel volcanic fields. – In:

- FUCHS, K. (eds): *Plateau Uplift*. Berlin, 139-151.
- SCHWARZ, S., KLÜGEL, A. & WOHLGEMUTH-UEBERWASSER, C. 2004: Melt extraction pathways and stagnation depths beneath the Madeira and Desertas rift zones (NE Atlantic) inferred from barometric studies. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **147/2**, 228-240.
- SEGHEDI, I. & SZAKÁCS, A. 1994: Upper Pliocene to Quaternary basaltic volcanism in the Persani Mountains. – *Romanian Journal of Petrology* **76**, 101-107.
- SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian-Pannonian region. – *Gondwana Research* **20**, 655-672.
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROSU, E., PÉCSKAY, Z., MARTON, E. & PANAIOTU, C. 2004a: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: A synthesis. – *Lithos* **72**, 117-146.
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., VASELLI, O., SZAKÁCS, A., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2004b: Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. – *Tectonophysics* **393/1-4**, 43-62.
- SHANE, P., GEHRELS, M., ZAWALNA-GEER, A., AUGUSTINUS, P., LINDSAY, J. & CHAILLOU, I. 2013: Longevity of a small shield volcano revealed by crypto-tephra studies (Rangitoto volcano, New Zealand): Change in eruptive behavior of a basaltic field. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **257/0**, 174-183.
- SHAW, C. S. J. 1999: Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135/2**, 114-132.
- SHAW, C. S. J. & EYZAGUIRRE, J. 2000: Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany. – *Lithos* **50/1-3**, 75-95.
- SHAW, C. & DINGWELL, D. 2008: Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155/2**, 199-214.
- SHAW, C. S. J., THIBAUT, Y., EDGAR, A. D. & LLOYD, F. E. 1998: Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132/4**, 354-370.
- SIGURDSSON, H. & SCHILLING, J.-G. 1976: Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: Chemistry and occurrence. – *Earth and Planetary Science Letters* **29/1**, 7-20.
- SIMKIN, T. & SMITH, J. V. 1970: Minor-Element Distribution in Olivine. – *The Journal of Geology* **78/3**, 304-325.
- ŠIMON, L. & HALOUZKA, R. 1996: Pútikov vrsook volcano: the youngest volcano in the Western Carpathians. – *Slovakian Geological Magazines* **2**, 103-123.
- SMITH, D. R. & LEEMAN, W. P. 2005: Chromian spinel-olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the southern Washington Cascades. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **140/1-3**, 49-66.
- SMITH, I. E. M., BLAKE, S., WILSON, C. J. N. & HOUGHTON, B. F. 2008: Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155/4**, 511-527.
- SOHN, Y. K., CRONIN, S. J., BRENNAN, M., SMITH, I. E. M., NÉMETH, K., WHITE, J. D. L., MURTAGH, R. M., JEON, Y. M. & KWON, C. W. 2012: Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, Korea, revisited: A compound monogenetic volcano involving multiple magma pulses, shifting vents, and discrete eruptive phases. – *Geological Society of America Bulletin* **124/3-4**, 259-274.
- SPARKS, R. S. J., PINKERTON, H. & MACDONALD, R. 1977: The transport of xenoliths in magmas. – *Earth and Planetary Science Letters* **35/2**, 234-238.

- SPARKS, R. S. J., BAKER, L., BROWN, R. J., FIELD, M., SCHUMACHER, J., STRIPP, G. & WALTERS, A. 2006: Dynamical constraints on kimberlite volcanism. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **155/1-2**, 18-48.
- SPERA, F. J. 1984: Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **88/3**, 217-232.
- STEGENA, L., GÉCZY, B. & HORVÁTH, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **26/1-2**, 71-90.
- STORMER, J. C. 1973: Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **37/8**, 1815-1821.
- STRECK, M. J. 2008: Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes. – In: PUTIRKA, K. D. & TEPLEY III, F. J. (eds): *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. 595-622.
- STRONCIK, N., KLÜGEL, A. & HANSTEEN, T. 2009: The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **157/5**, 593-607.
- STRONG, M. & WOLFF, J. 2003: Compositional variations within scoria cones. – *Geology* **31**, 143-146.
- SZABÓ, C. & TAYLOR, L. A. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region. – *International Geology Review* **36**, 328-358.
- SZABÓ, C. & BODNAR, R. J. 1996: Changing magma ascent rates in the Nógrád-Gömör volcanic field, Northern Hungary/Southern Slovakia: evidence from CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths. – *Petrology* **4/3**, 221-230.
- SZABÓ, C. & BODNAR, R. J. 1998: Fluid-Inclusion Evidence for an Upper-Mantle Origin for Green Clinopyroxenes in Late Cenozoic Basanites from the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Northern Hungary/Southern Slovakia. – *International Geology Review* **40**, 765-773.
- SZABÓ, C., HARANGI, S. & CSONTOS, L. 1992: Review of neogene and quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region: a review. – *Tectonophysics* **208**, 243-256.
- SZABÓ, C., VASELLI, O., VANNUCCI, R., BOTTAZZI, P., OTTOLINI, L., CORADOSSI, N. & KUBOVICS, I. 1995: Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. – *Acta Vulcanologica* **7**, 249-263.
- TAKADA, A. 1994: The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. – *Journal of Geophysical Research* **99/B7**, 13563-13573.
- TANAKA, K. L., SHOEMAKER, E. M., ULRICH, G. E. & WOLFE, E. W. 1986: Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona. – *Geological Society of America Bulletin* **97**, 129-141.
- TARACSAK, Z. 2014: A Bondoró vulkáni központ piroklasztitjainak közettani vizsgálata. – *Tudományos Diákköri Dolgozat ELTE-TTK, Budapest*. 48 p.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208/1-3**, 203-219.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., DUNKL, I., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.*, **156**, 215-250.
- THY, P. 1995: Experimental constraints on the evolution of transitional and mildly alkalic basalts: crystallization of spinel. – *Lithos* **36/2**, 103-114.

- TRACY, R. J. & ROBINSON, P. 1977: Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. – *American Mineralogist* **62/7-8**, 634-645.
- ULRYCH, J., ACKERMAN, L., BALOGH, K., HEGNER, E., JELÍNEK, E., PÉCSKAY, Z., PŘICHYSTAL, A., UPTON, B. G. J., ZIMÁK, J. & FOLTÝNOVÁ, R. 2013: Plio-Pleistocene basanitic and melilititic series of the Bohemian Massif: K-Ar ages, major/trace element and Sr–Nd isotopic data. – *Chemie der Erde – Geochemistry* **73/4**, 429-450.
- VALENTINE, G. A. & KROGH, K. E. C. 2006: Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center – The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). – *Earth and Planetary Science Letters* **246/3-4**, 217-230.
- VALENTINE, G. A. & PERRY, F. V. 2007: Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). – *Earth and Planetary Science Letters* **261**, 201-216.
- VALENTINE, G. A. & GREGG, T. K. P. 2008: Continental basaltic volcanoes - Processes and problems. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- VASELLI, O., DOWNES, H., THIRWALL, M., DOBOSI, G., CORADOSSI, N., SEGHEDEI, I., SZAKÁCS, A. & VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic Xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. – *Journal of Petrology* **36**, 23-53.
- VITÁLIS, I. 1911: *A balatonvidéki bazaltok. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/I.* – Geol. Függ. 170 p.
- VÖRÖS, L. 1966: A Kab-hegyi terület vulkanológiai és hegységszerkezeti viszonyai. – *Földtani Közlöny* **46/3**, 292-300.
- WALKER, G. P. L. 1993: Basaltic-volcano systems. – *Geological Society, London, Special Publications* **76/1**, 3-38.
- WASS, S. Y. 1973: The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxenes. – *Mineralogical Magazine* **39/302**, 133-144.
- WASS, S. Y. 1979: Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. – *Lithos* **12/2**, 115-132.
- WELSCH, B., FAURE, F., FAMIN, V., BARONETT, A. & BACHELÉRY, P. 2012: Dendritic Crystallization: A Single Process for all the Textures of Olivine in Basalts? – *Journal of Petrology* 1-36.
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164/4**, 193-204.
- WILSON, M. & DOWNES, H. 1991: Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. – *Journal of Petrology* **32**, 811-849.
- WILSON, M. & BIANCHINI, G. 1999: Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. – In: DURAND, B., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. **156**, 141-168.
- WILSON, M. & PATTERSON, R. 2001: Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. – In: ERNST, R. E. & BUCHAN, K. L. (eds): *Mantle plumes: their identification through time*. **352**, 37-58.
- WILSON, M. & DOWNES, H. 2006: Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. – In: STEPHENSON, R. A. & GEE, D. G. (eds): *European lithosphere dynamics*. **32**, 147-166.
- WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2000: Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. – *Science* **290**, 1910-1917.
- YAGI, K. & ONUMA, K. 1967: The Join CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub> and its bearing on the



- Titanaugites. – *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and Mineralogy* **13/4**, 463-483.
- YOGODZINSKI, G. M., NAUMANN, T. R., SMITH, E. I., BRADSHAW, T. K. & WALKER, J. D. 1996: Evolution of a mafic volcanic field in the central Great Basin, south central Nevada. – *Journal of Geophysical Research* **101**.
- ZHANG, H.-F. 2005: Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. – *Earth and Planetary Science Letters* **237/3-4**, 768-780.

**A dolgozatban közölt ásványkémiiai adatok, teljes kőzet összetételek, illetve a magmafeláramlási sebesség számolások részletei elektronikus formában, a mellékelt CD-n található.**